**Département de géomatique appliquée**
**Faculté des lettres et sciences humaines**
**Université de Sherbrooke**

# Validation des pluies de surface estimées par le satellite TRMM et le radar au sol WSR-88D dans le Nord-Est du Mexique

**Sami El Euch**

**Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître en environnement (M.env)**

**Mars 2009**

Your file Votre référence
ISBN: 978-0-494-53159-4
Our file Notre référence
ISBN: 978-0-494-53159-4

**Composition du jury**

# Validation des pluies de surface estimées par le satellite TRMM et le radar au sol WSR-88D dans le Nord-Est du Mexique

**Sami El Euch**

Ce mémoire a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

**Ramata Magagi**, directrice de recherche
(Département de géomatique appliquée, Faculté des lettres et sciences humaines)

**Kalifa Goïta**, codirecteur de recherche
(Département de géomatique appliquée, Faculté des lettres et sciences humaines)

**Hardy Granberg**
(Département de géomatique appliquée, Faculté des lettres et sciences humaines)

**Emmanuelle Quentin**
(Centre interaméricain de ressources en eau, Mexique)

**Résumé**

Les précipitations présentent un impact socio-économique très important notamment dans les régions où les ressources hydriques sont rares et où les évènements pluvieux ont un caractère torrentiel. Plusieurs modèles hydrologiques ont vu le jour dans le but de prédire les débits qui sont d'une grande utilité pour la conception des barrages ou pour la prévision des inondations. Or, pour fournir des simulations de débit très proches de la réalité, ces modèles ont besoin de données pluviométriques acquises à grande résolution spatio-temporelle. De ce fait, il est intéressant pour ces modèles hydrologiques de recourir aux pluies estimées par les radars météorologiques satellitaires et au sol. Néanmoins, ces données doivent être validées avant toute utilisation.

Le principal problème rencontré dans la validation des données radar météorologiques réside dans la grande différence d'échelle spatio-temporelle entre les données radar et les données fournies par les stations pluviométriques. Cette différence d'échelle ne peut pas être prise en compte par les méthodes conventionnelles de validation qui se limitent à calculer le coefficient de corrélation et à élaborer une relation régulière entre les deux types de données.

L'objectif général de ce travail de recherche est la validation des pluies de surface estimées aussi bien par le radar satellitaire de TRMM que par le radar au sol NEXRAD WSR-88D afin d'améliorer l'échelle spatiale des simulations hydrologiques. Les données au sol utilisées pour la validation sont celles issues des stations pluviométriques du CNA (*Comisión Nacional del Agua*) et de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) localisées dans la région de Rio Escondido au Nord-Est du Mexique.

Cette validation est réalisée en calculant les coefficients de corrélation entre les données de précipitation radar et les données au sol, en vérifiant l'existence de la propriété d'invariance d'échelle, et en évaluant la fiabilité des sorties du modèle hydrologique CEQUEAU utilisant les données radar comme entrée.

La contribution principale de ce travail est d'utiliser la dimension fractale du champ de pluie comme outil de validation des estimations pluviométriques.

Les résultats ont confirmé que les précipitations de surface estimées par le radar du satellite TRMM ne présentent pas les mêmes caractéristiques spatiales que celles des mesures fournies par les pluviomètres. Contrairement aux précipitations estimées par TRMM, les données du radar au sol sont compatibles avec un comportement d'échelle fractal et traduisent la variabilité intrinsèque du champ de pluie. C'est pourquoi elles ont été utilisées comme données d'entrée dans le modèle hydrologique CEQUEAU. Il en résulte des débits simulés avec un coefficient de Nash variant de -2,59 à 0,97. L'intérêt de ce résultat est qu'il montre l'utilité des données radar au sol pour les simulations des modèles hydrologiques et ce, particulièrement dans les zones où les pluies sont convectives, donc fortement variables et où les réseaux de pluviographes peuvent être insuffisants ou mal répartis. Cependant, la qualité de la simulation hydrologique dépend de l'échelle temporelle considérée et de l'évènement pluvieux choisi.

Ainsi, ce travail a permis d'appliquer plusieurs méthodes de validation aux estimations radar des pluies de surface et de démontrer la pertinence de considérer les différences d'échelles spatio-temporelles dans la validation de ces données estimées.

**Mots clés** : TRMM - simulation – fractale – validation – CEQUEAU - NEXRAD

## Table des matières

## Liste des figures

## Liste des tableaux



## Liste des annexes

## Liste des abréviations

**CINVESTAV** : *Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional*

**CIRA** : *Centro Interamericano de recursos del agua*

**CNA** : *Comisión Nacional del Agua*

**MRI** : Ministère des Relations Internationales

**NASA** : *National Aeronautics and Space Administration*

**NEXRAD** : *Next Generation Weather Radar*

**NOAA** : *National Oceanic and Atmospheric Administration*

**NWS** : *National Weather Service*

**PPS** : *Precipitation Processing System*

**PR** : *Precipitation Radar*

**TMI** : *TRMM Microwave Imager*

**TRMM** : *Tropical Rainfall Measuring Mission*

**VIRS** : *Visible and Infrared Scanner*

**WMO** : *World Meteorological Organization*

**WSR-88D** : *Weather Surveillance Radar 1988 Doppler*

## Liste des symboles

$\alpha$ : Constante

$\beta$ : Constante

$\Gamma$ : Fonction Gamma

$\sigma$ : Section efficace de rétrodiffusion

$\rho$ : Densité des particules d'eau

**a** : Constante

**b** : Constante

**CC** : Coefficient de Corrélation

**D** : Distance entre la station et le centre du pixel radar

$f_{\Lambda}$ : Fonction de densité de probabilité (f.d.p) des distances entre les points de mesure

**G** : Diamètre des particules

**ICC** : Indice de Coïncidence Cumulative

**K** : Facteur diélectrique

**M** : Teneur en eau des particules

$P_C(\delta)$ : Probabilité d'un indice de coïncidence non nul à une distance $\delta$

**Q** : Débit mesuré

$\overline{Q}$ : Moyenne des débits mesurés

**Q'** : Débit simulé.

**r** : Constante

**R** : Intensité de précipitation

**t** : Moment où le débit est mesuré ou simulé

**V** : Vitesse

**Z** : Réflectivité

**Remerciements**

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude à ma directrice de recherche Ramata Magagi ainsi que mon codirecteur Kalifa Goïta qui m'ont offert ce sujet de recherche passionnant. Merci à Ramata Magagi qui m'a véritablement encadré et encouragé tout au long de ce travail et qui a su m'enseigner la rigueur scientifique et me faire découvrir le métier de chercheur. Merci à Kalifa Goïta pour sa disponibilité et ses remarques pertinentes pendant les différentes phases des travaux.

Je suis très reconnaissant envers Alin Carsteanu du Centre de recherche et d'études avancées (CINVESTAV, Mexico) qui m'a permis de travailler au Mexique dans d'excellentes conditions et qui par sa disponibilité sans faille malgré la distance, ses remarques, ses conseils et sa participation à plusieurs phases des travaux m'a apporté une aide inestimable. Merci Alin pour ton appui, c'est un grand bonheur d'avoir eu l'occasion de travailler avec toi.

Je tiens à remercier aussi Khalidou Bâ, Carlos Diaz et Emmanuelle Quentin du Centre interaméricain de ressources en eau (CIRA, Toluca). Leur grande disponibilité pour la transmission des données de terrain ainsi que leur support pour la mise en œuvre de la méthodologie étaient appréciés tout au long de ce travail.

Je remercie également le CINVESTAV et le CIRA pour m'avoir accueilli lors des deux stages de trois mois au Mexique ainsi que le MRI (Ministère des Relations Internationales) pour son soutien financier.

Finalement, c'est bien plus qu'un merci que j'adresse à ma famille et mes amis, particulièrement Carlos Martínez pour son support et sa patience.

## 1. Introduction

La précipitation est, probablement, la variable du cycle hydrologique la plus importante et la plus difficile à mesurer vu sa grande variabilité spatio-temporelle, notamment dans les zones tropicales.

Les moyens conventionnels de mesure au sol des précipitations ne permettent pas de couvrir de larges territoires avec une bonne résolution spatiale et temporelle. Ces mesures au sol pourraient donc affecter la précision des simulations des modèles hydrologiques les utilisant comme données d'entrée. De ce fait, nous avons recours à des méthodes d'estimation de la pluviométrie. Parmi celles-ci, figure l'estimation de la pluviométrie par un radar météorologique placé à bord d'une plateforme spatiale ou au sol.

En novembre 1997, le satellite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) conçu par la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) a été lancé pour l'étude et la compréhension des phénomènes atmosphériques, dont la pluie, dans les régions tropicales (Kummerow *et al.*, 1998). Dans la littérature, plusieurs travaux se sont intéressés aux donnés du capteur radar météorologique de TRMM (TRMM-PR, TRMM-Precipitation Radar). Sur les continents, les auteurs se sont beaucoup intéressés à l'Asie. Dans cette région très affectée par les pluies de mousson, les études visaient à caractériser la pluie, à analyser les pluies orographiques et la variation diurne des précipitations (Barros *et al.*, 2000; Hirose et Nakamura, 2005). En Amérique du sud, précisément dans la zone [15 N-35 S, 30-80 W], De Angelis *et al.* (2004) ont utilisé les pluies de surface de TRMM-PR acquises de 1998 à 2000 pour étudier la nature de leur variation diurne et déterminer leurs caractéristiques. La pluie de surface estimée par le radar météorologique à bord de TRMM est définie comme la pluie au niveau le plus bas de la zone non affectée par l'écho du sol. (TRMM precipitation radar team, 2005). De ce fait, dans certaines conditions, elle pourrait ne pas refléter la pluie mesurée au sol.

Dans le présent mémoire, notre objectif principal est la validation des pluies de surface estimées aussi bien par le radar de TRMM que par un radar au sol, sur la zone d'étude [27,5-30,5 N, 98-102 W] située au Mexique et ce, pour des fins hydrologiques.

L'utilisation des modèles hydrologiques distribués tels que CEQUEAU (Morin *et al.*, 1981), SSARR (USACE, 1991), CREC (Cormary et Guilbot, 1971), etc., intégrant les données radar permet d'estimer le débit au niveau de l'exutoire avec plus de précision et ce, grâce à la haute résolution spatio-temporelle des données radar. En réalité, mieux que les mesures des pluviographes, ces données radar de pluies de surface expriment la forte variabilité spatio-temporelle de la pluie et tiennent compte aussi de la variabilité spatiale des caractéristiques physiques du bassin versant.

Plusieurs modèles hydrologiques ont déjà été utilisés avec des données radar dans le but de simuler des débits : Carpenter *et al.* (2001) pour le modèle HRCDHM *(Hydrology Research Center Distributed Hydrologic Model),* Bandaragoda *et al.* (2004) pour le modèle TOPNET, Jayakrishnan *et al.* (2005) pour le modèle distribué SWAT.

Le coefficient de corrélation entre les débits simulés avec le modèle HRCDHM et les débits observés (Carpenter et *al.* 2001) variait entre 0,70 et 0,89. Les simulations réalisées avec le modèle TOPNET (Bandaragoda et *al.* 2004) étaient très proches de la réalité avec un coefficient de Nash variant entre 0,66 et 0,75. Cependant, ce même coefficient variait entre – 0,75 à 0,87 pour les simulations effectuées avec le modèle SWAT (Jayakrishnan et *al.* 2005) et ceci dépendamment du site et des évènements pluvieux considérés.

Quant au modèle CEQUEAU, il a été utilisé pour simuler les débits de plusieurs bassins versants à partir des données de stations pluviométriques (Ayadi et Bargaoui, 1998 ; Morin *et al.*, 1981 ; Llanos *et al.*, 1999) et non de précipitations estimées par un radar.

L'utilisation dans les modèles hydrologiques des précipitations radar estimées, requiert une validation préalable de ces dernières. Dans la majorité des études, la validation des données radar est réalisée en établissant une relation entre les estimations radar et les mesures pluviométriques obtenues au sol et en calculant un coefficient de corrélation entre les deux types de données (Barros *et al.*, 2000; Kalin *et al.*, 2006). Cette méthode de

validation ne prend pas forcément en considération les différences d'échelles spatio-temporelles entre les mesures des différents instruments.

Dans ce travail, nous nous proposons de valider les estimations de pluies de surface issues du radar météorologique à bord de TRMM *(Tropical Rainfall Measuring Mission)* et celles issues du radar au sol NEXRAD WSR-88D *(Weather Surveillance Radar 1988 Doppler)* en appliquant la méthode statistique conventionnelle de validation et en présentant une autre méthode qui considère les différences d'échelle spatio-temporelles entre les mesures des différents instruments.
L'idée derrière cette validation, est l'utilisation possible des données de précipitation estimée pour simuler le débit d'un bassin versant à partir du modèle hydrologique CEQUEAU.

Le bassin versant considéré dans ce travail est celui de Rio Escondido situé au Nord-Est du Mexique (27,5-30,5 N – 98-102 W). Les données au sol utilisées sont celles issues des stations pluviométriques du CNA (*Comisión Nacional del Agua*) et de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Elles sont acquises de 2000 à 2004 sauf pour les stations Santa Cecilia, La Fragua, El Moral, Piedras Negras et Rio Escondido où elles sont disponibles de 2002 à 2004.

Ce travail permettra non seulement de conclure si les données TRMM sont suffisamment fiables pour être utilisées dans des modèles hydrologiques mais aussi, de démontrer la pertinence de considérer les différences des échelles spatio-temporelles dans la validation des données de précipitation.

# 2. Cadre théorique

## 2.1. Revue de la littérature

### 2.1.1. Mission TRMM

Le satellite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) a été lancé le 27 novembre 1997 conjointement par l'agence spatiale américaine (NASA) et l'agence spatiale japonaise (JAXA).

L'objectif principal de la mission est l'estimation des précipitations et l'étude du champ de pluie dans la zone tropicale dans le but de mieux comprendre les mécanismes qui influent sur le climat global ainsi que sur le cycle hydrologique (Simpson *et al.*, 1996 ; Kummerow *et al.*, 1998). À partir des relevés au sol, il est difficile de mesurer la pluviométrie de manière continue et fiable sur de larges territoires et, davantage si ces dernières sont caractérisées par des précipitations convectives. En effet, la mesure des précipitations de surface dans les zones tropicales était rare et l'incertitude l'affectant était de plus de 50 % pour sa distribution globale (verticale et horizontale) (Burlaud, 2003).

L'orbite du satellite TRMM se trouve à une altitude d'environ 350 km et à un angle d'inclinaison de 35°, il couvre donc la zone entre les latitudes 35°N et 35°S et le temps qui lui est nécessaire pour compléter une orbite autour de la planète est d'environ 96 minutes. Ainsi, le satellite balaie le même point de la Terre chaque 11 heures et il lui faut un minimum de 23 jours pour passer au même point à la même heure. (De Angelis *et al.* 2004).

Trois des instruments à bord du satellite TRMM sont dédiés à l'étude de la pluviométrie : l'imageur micro-onde de TRMM (*TRMM Microwave Imager, TMI*), le scanner dans le visible et l'infrarouge (*Visible and Infrared Scanner, VIRS*) et le radar météorologique *(Precipitation Radar, PR)*. La figure 1 présente le principe d'échantillonnage de chacun de ces instruments.

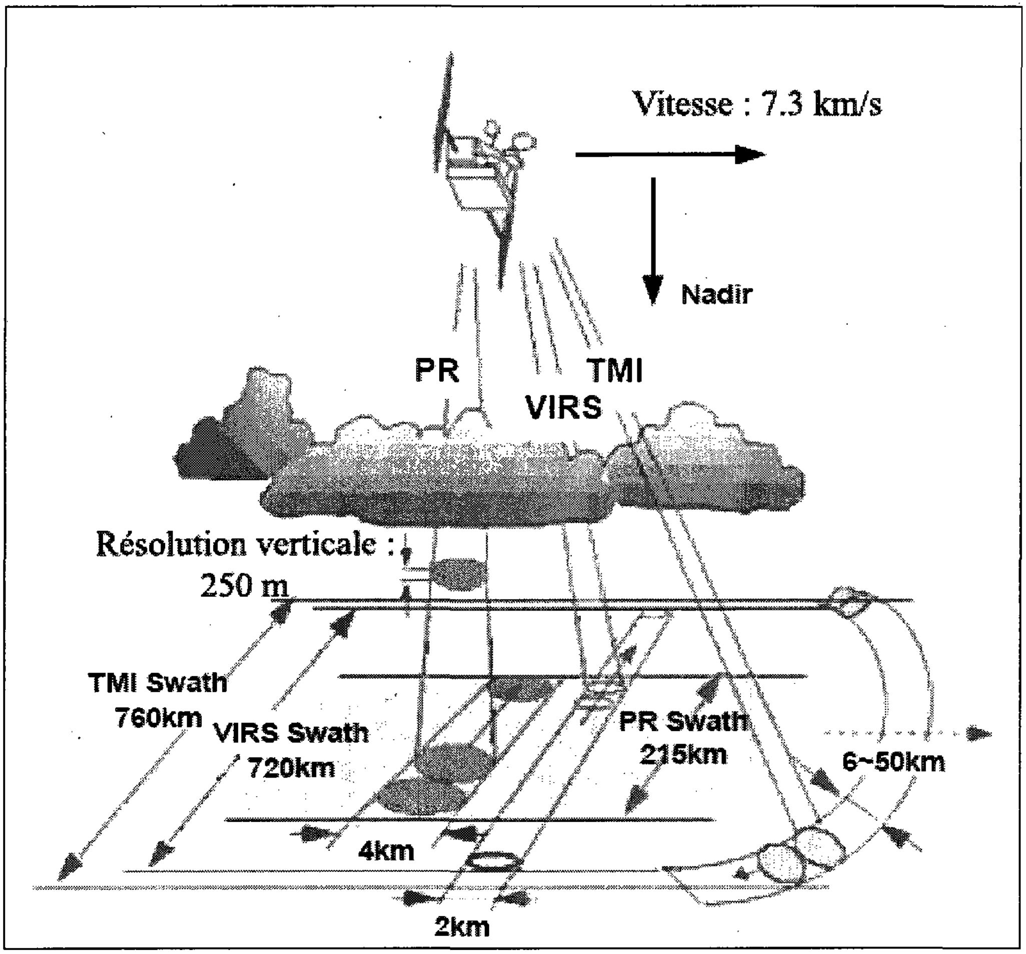



**Figure 1** : Principe d'échantillonnage de PR, VIRS et TMI de TRMM

D'après Kummerow *et al.*, (1998)

Dans le cadre de ce mémoire, l'intérêt est porté sur les pluies de surface estimées par le radar météorologique de TRMM (TRMM-PR). Cet instrument est le premier radar météorologique spatial permettant une estimation tridimensionnelle du champ de pluie. Les profils verticaux de la pluie et de la neige sont fournis à une résolution verticale de 250 m, de la surface jusqu'à une altitude d'environ 20 km (Yang, 2005).

Le radar météorologique de TRMM est un système actif à antenne synthétique de 128 éléments fonctionnant à 13,8 GHz et une largeur de fauchée (*swath*) de 215 km (Kawanishi *et al.* 2000). Il a une résolution horizontale à la surface de la terre de 4,3 km

qui permet une meilleure caractérisation des pluies convectives des régions tropicales. Par ailleurs, de par sa fréquence, les signaux sont sensibles à l'atténuation due aux gouttes de pluie (Burlaud, 2003). Cette dernière est corrigée par la version 6 de l'algorithme 2A25.c (Iguchi *et al.*, 2000) offert gratuitement par la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). Cependant, après correction, les pluies de surface présentent une sous-estimation pouvant varier de 11 à 40 % (Durden *et al.,* 1997).

La pluie de surface, R (mm/hr), est estimée à partir de la réflectivité radar mesurée par TRMM, Z ($mm^6 . m^{-3}$), selon la relation Z-R :

$$Z = aR^b \quad (1)$$

a, b sont des paramètres empiriques qui dépendent des particules précipitantes (taille, nature, etc.).

Le radar de TRMM peut détecter un signal supérieur à 17 dBZ, ceci correspond à une intensité de pluie d'au moins 0,5 mm par heure.

Le tableau 1 résume les différentes caractéristiques du radar météorologique de TRMM.

**Tableau 1** : Principales caractéristiques du radar météorologique de TRMM (PR)

| **Caractéristique** | **Description** |
|---|---|
| Fréquence | 13,796, 13,802 GHz |
| Sensibilité | 17 dBZ |
| Résolution horizontale | 4,3 km (nadir) |
| Résolution verticale | 0,25 km (nadir) |
| Étendue d'observation | Surface à 15 km d'altitude |
| Largeur de la fauchée (*swath*) | 215 km |

Tiré de Kummerow *et al.* (1998)

Le choix du radar météorologique de TRMM, dans ce travail, a été motivé par la meilleure résolution spatiale de ce capteur par rapport à celle du capteur micro-ondes passives TMI. En effet, la résolution horizontale du capteur TMI varie de 5 km pour une fréquence de 85,5 GHz à 37 km pour une fréquence de 10,65 GHz (Lee *et al.*, 2002).

Certains évènements pluvieux peuvent ne pas être détectés par les micro-ondes passives à cause de la distribution spatiale de la pluie ou même de sa température (De Angels *et al.*, 2004). Aussi, en micro-ondes passives, il y a trop peu de contraste d'émissivité entre le sol et les gouttes d'eau pour pouvoir les observer (Yang, 2005) et, à haute fréquence (85,5 GHz) les micro-ondes sont fortement diffusées par les grosses particules de glace présentes dans les nuages convectifs très pluvieux.

### 2.1.2. Radar au sol

En 1988, le service météorologique américain (NWS) a mis en place le système NEXRAD (*Next Generation Weather Radar*) qui est un réseau de 158 radars distribués sur tout le territoire américain (figure 2) ; ils sont connus sous le nom de WSR-88D (*Weather Surveillance Radar-1988 Doppler*).

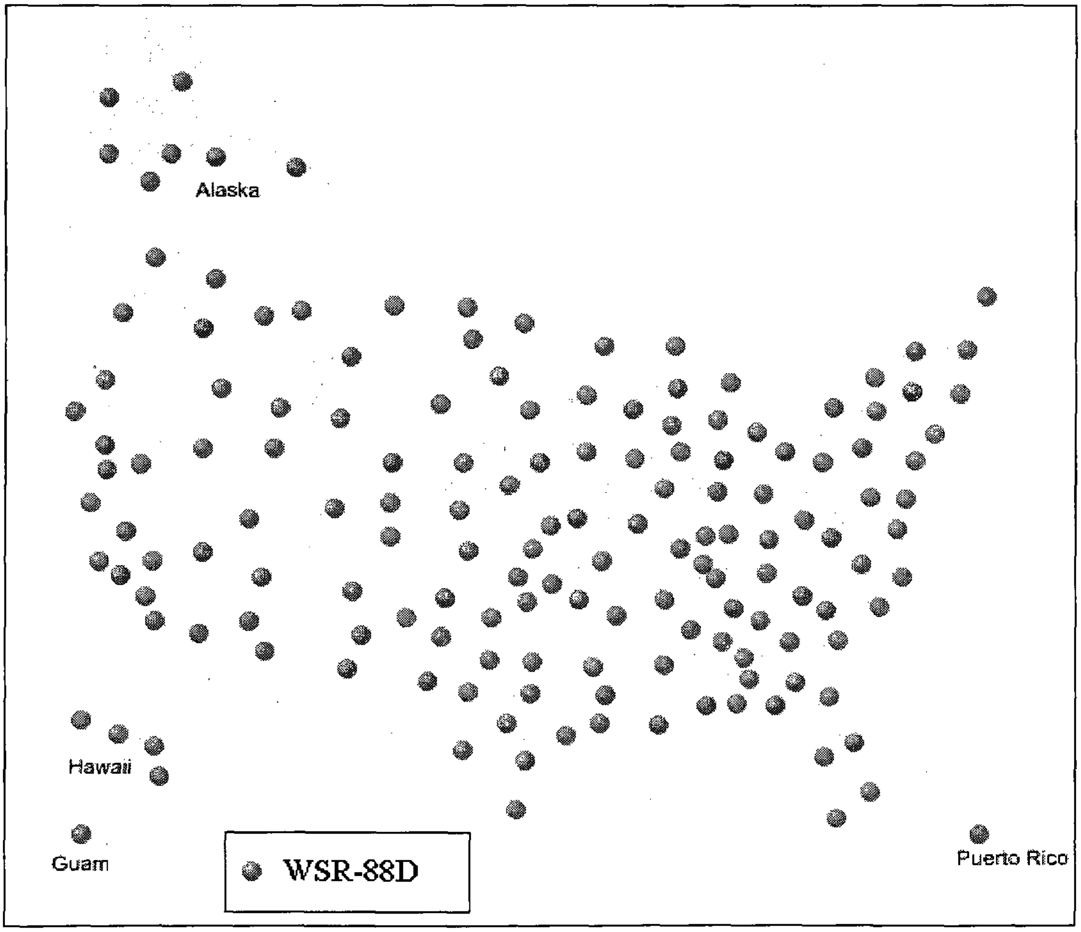



**Figure 2** : Distribution spatiale des radars WSR-88D

Adapté de http://radar.weather.gov/

Ce réseau de radars WSR-88D est géré par l'armée américaine *(US Air Force)*, le service météorologique américain *(NWS) (Serafin et Wilson, 2000)* et l'administration fédérale de l'aviation. L'objectif de ce réseau est de fournir une estimation de la pluviométrie sur tout le territoire américain avec une haute résolution spatiale et temporelle. Néanmoins, il arrive à couvrir quelques zones frontalières puisque la réflectivité est estimée sur une distance de 460 km du radar (Crum *et al.,* 1993).

Ce réseau collecte, traite et fournit des enregistrements à haute résolution de la réflectivité radar, de la vitesse radiale moyenne des gouttelettes d'eau ou des flocons de neige et de la largeur spectrale (la variabilité de la vitesse radiale dans un volume donné) dans le but d'avoir un ensemble de données météorologiques et hydrologiques par l'intermédiaire de différents algorithmes (*Crum et al., 1993*).

Le réseau WSR-88D fonctionne en trois phases qui sont : la réception du signal radar, la génération des données météorologiques ou hydrologiques et la mise en forme de ces données (figure 3). Les unités relatives aux deux premières phases sont présentées ci-dessous.

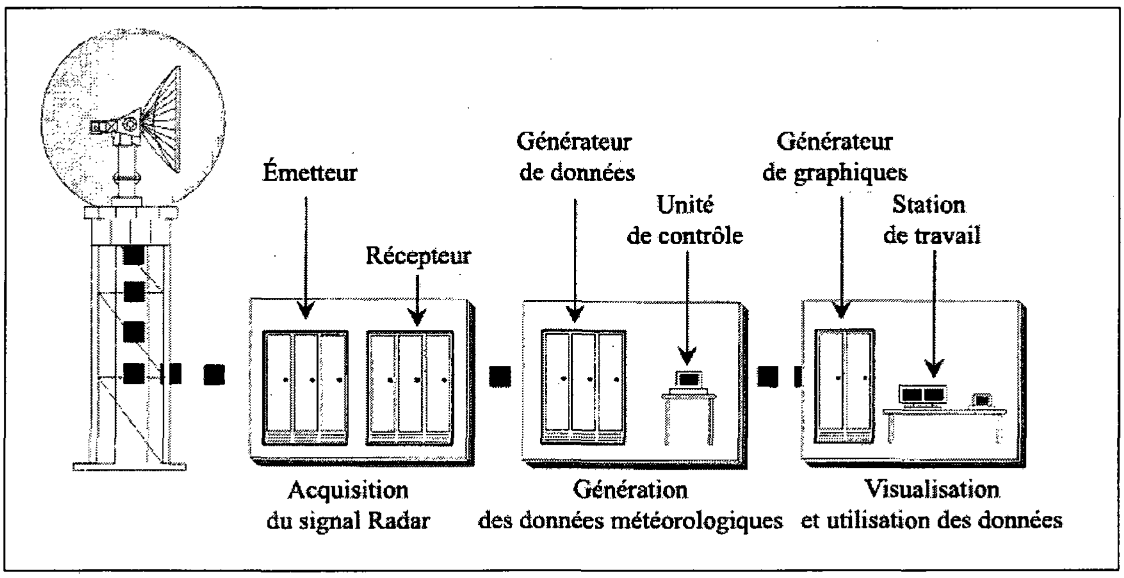



**Figure 3** : Les trois phases de fonctionnement du système WSR-88D

D'après Crum *et al.* (1993)

#### 2.1.2.1. Unité d'acquisition du signal radar

Cette unité est composée d'une antenne, un socle, un radôme, une tour, un émetteur, un récepteur, un ordinateur et un processeur. L'émetteur de bande S (une longueur d'onde entre 10 et 11,1 cm soit une fréquence entre 2,7 et 3 GHz) émet un signal avec une puissance maximale nominale de 750 kW et une largeur d'impulsion de 1,57 $\mu$s ou 4,7 $\mu$s (dépendamment de la fréquence de répétition des impulsions). Le signal émis a une polarisation horizontale linéaire.

L'antenne effectue un balayage (avec un azimuth de 0 à 360 degrés) à divers angles d'élévation. (Crum et Alberty 1993). Le processeur commande le balayage de l'antenne, le traitement des signaux, la suppression de certains échos, la détection des erreurs, le calibrage automatique, l'enregistrement du signal et sa transmission à l'unité d'acquisition et de génération des données (Crum *et al.*, 1993 ; Crum et Alberty, 1993). Les données de réflectivité ont une résolution spatiale de 1 km et la valeur minimale détectable du signal est de 0,5 dBZ.

#### 2.1.2.2. Unité de génération des données météorologiques

L'unité de génération des données constitue la partie la plus importante du système. En effet, cette unité exécute les différents algorithmes pour convertir les informations fournies par l'unité d'acquisition en données météorologiques et hydrologiques. Elle permet également l'enregistrement et la distribution des données.

Cette unité transfert les données à la station de travail à partir de laquelle, on peut afficher, distribuer, modifier et enregistrer les données météorologiques.

Le réseau WSR-88D fonctionne 24 heures par jour et fournit des données aussi bien en temps clair que durant les orages.

Les intensités des pluies estimées sont issues de la conversion d'images radar de réflectivité du centre de modélisation environnementale de la NOAA *(National Oceanic and Atmospheric Administration)*. L'algorithme *Precipitation Processing System* (PPS) appliqué à ces images fournit des précipitations horaires (mm/hr) selon la relation (Anagnostou et Krajewski, 1998)

$$Z=300\ R^{1.4} \quad (2)$$

Où Z = la réflectivité radar ($mm^6m^{-3}$)

R = la précipitation horaire ($mm\ hr^{-1}$)

Les précipitations estimées sont par la suite projetées dans un système de coordonnées stéréographique polaire, à une résolution spatiale d'environ 4 km x 4 km (Durrans *et al.*, 2002).

### 2.1.3. Concept théorique de la relation Z-R

Le signal radar interagit avec les particules atmosphériques essentiellement par les processus de diffusion (dans toutes les directions) et d'absorption. Ces interactions peuvent s'expliquer à travers la théorie de Mie pour les particules sphériques ou par la théorie de Rayleigh pour les particules de dimension très petite par rapport à la longueur d'onde du signal. Cette théorie est généralement applicable en micro-onde compte tenu de la dimension des particules atmosphériques (tableau 2). Elles sont, en effet, très petites par rapport aux longueurs d'onde (10, 5 cm pour la bande S, 5,5 cm pour la bande C et, 2 cm pour la bande Ku) couramment utilisées en météorologie radar. Dans ce document, le concept théorique de la relation Z-R est présenté à travers la théorie de Rayleigh et ce, d'autant plus que les longueurs d'onde du radar de TRMM (2 cm) et du radar au sol WSR-88D (10,5 cm) le justifient.

**Tableau 2** : Dimension de quelques particules atmosphériques (Ahrens, 2008)

| Type de particules | Diamètre des gouttes (mm) |
|---|---|
| Noyaux de condensation | $2{,}10^{-4}$ |
| Gouttelette typique de nuage | 0,02 |
| Large gouttelette de nuage | 0,1 |
| Large gouttelette de nuage ou de la bruine | 0,2 |
| Petite goutte de pluie | 1 |
| Goutte typique de pluie | 2 |
| Large goutte de pluie | 5 |

Dans la théorie de Rayleigh, la section efficace de rétrodiffusion d'un ensemble de j particules de diamètre G est donnée par :

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4}|K|^2 \sum_j G_j^6 \tag{3}$$

(Nakamura and Inomata, 1991)

Par unité de volume, nous obtenons :

$$\eta = \frac{\sigma}{V_e} = \frac{\pi^5}{\lambda^4}|K|^2 \frac{\sum_j G_j^6}{V_e} \tag{4}$$

Où

$K = \dfrac{m^2 - 1}{m^2 + 2}$ = Facteur diélectrique fonction de l'indice de réfraction m de la particule

$\eta$ = Réflectivité radar

$$\frac{\sum_j G_j^6}{V_e} = Z = \text{Facteur de réflectivité radar en } mm^6.\ m^{-3} \tag{5a}$$

Pour des particules ayant une fonction de distribution N(G)

$$Z = \int_0^{D_{max}} N(D) G^6 dG \tag{5b}$$

Z s'exprime à travers deux unités :

Z ($mm^6.\ m^{-3}$) ou

Z(dBZ)=10$\log_{10}$ [Z ($mm^6.\ m^{-3}$)]

Plusieurs études ont porté sur les relations entre Z et l'intensité des précipitations R ($mm.hr^{-1}$) et Z et la teneur en eau des particules M ($mg.\ m^{-3}$).

La teneur en eau des particules M ($mg.\ m^{-3}$) est définie par (Elachi, 2007) :

$$M = \int_0^{D_{max}} \rho \frac{\pi G^3}{6} N(G) dG = \frac{\pi\rho}{6} \int_0^{G_{max}} G^3 N(G) dG \tag{6}$$

Où

$\rho$ est la densité des particules d'eau.

Si les gouttelettes tombent avec une vitesse V(G), l'intensité des précipitations R est donnée par :

$$R = \frac{V(G)M}{\rho} = \frac{\pi}{6}\int_0^{D_{max}} V(G)G^3N(G)dG \qquad (7)$$

Pour des particules de pluies, une approximation de la vitesse V(G) est donnée par :

$$V(G) = \alpha G^{\beta} \qquad (8)$$

Où $\alpha$ et $\beta$ sont des constantes.

Dans la littérature, plusieurs fonctions de distributions existent. Les plus courantes sont les fonctions de distributions de type exponentielle et gamma. Elles s'expriment par :

Exponentielle, $N(G) = N_0 e^{-\Lambda G}$ (Marshall et Palmer, 1948)

(9)

Gamma modifiée, $N(D) = N_0 G^{\mu} e^{-\Lambda G}$ (Ulbrich, 1983) (10)

Avec $N_0, \mu, \Lambda$ des paramètres caractéristiques de la distribution des particules.

Afin d'établir la relation Z-R, le moment statistique d'ordre n est évalué :

$$m_n = \int_0^{\infty} G^n N(G)dG \qquad (11)$$

Pour la distribution :

Exponentielle, $m_n = N_0 \frac{\Gamma(n+1)}{\Lambda^{n+1}}$ (12)

Gamma modifiée, $m_n = N_0 \frac{\Gamma(n+\mu+1)}{\Lambda^{n+\mu+1}}$ (13)

Où $\Gamma$ est la fonction gamma

Pour une distribution Gamma modifiée et tenant compte de l'équation (8), l'utilisation des moments statistiques d'ordre n dans les expressions de Z (équation 5b) et de R (équation 7) conduit à une relation de la forme :

$$Z = \frac{10^6 N_0 \Gamma(7+\mu)}{[1.9\alpha N_0 \Gamma(4+\beta+\mu)]^b} R^b \qquad (14)$$

La connaissance de tous les paramètres liés à la distribution des particules et à leur vitesse ( $N_0, \mu, \alpha$ et, $\beta$ ) permet d'exprimer pleinement la loi Z-R par la relation :

$$Z = aR^b \qquad (15)$$

Avec

$$a = \frac{10^6 N_0 \Gamma(7+\mu)}{[1.9\alpha N_0 \Gamma(4+\beta+\mu)]^b} \qquad (16)$$

$$b = \frac{7+\mu}{4+\beta+\mu} \qquad (17)$$

La figure 4 montre la dépendance de la relation Z-R à la fonction de distribution des particules et au diamètre médian des particules $G_0$ (mm).

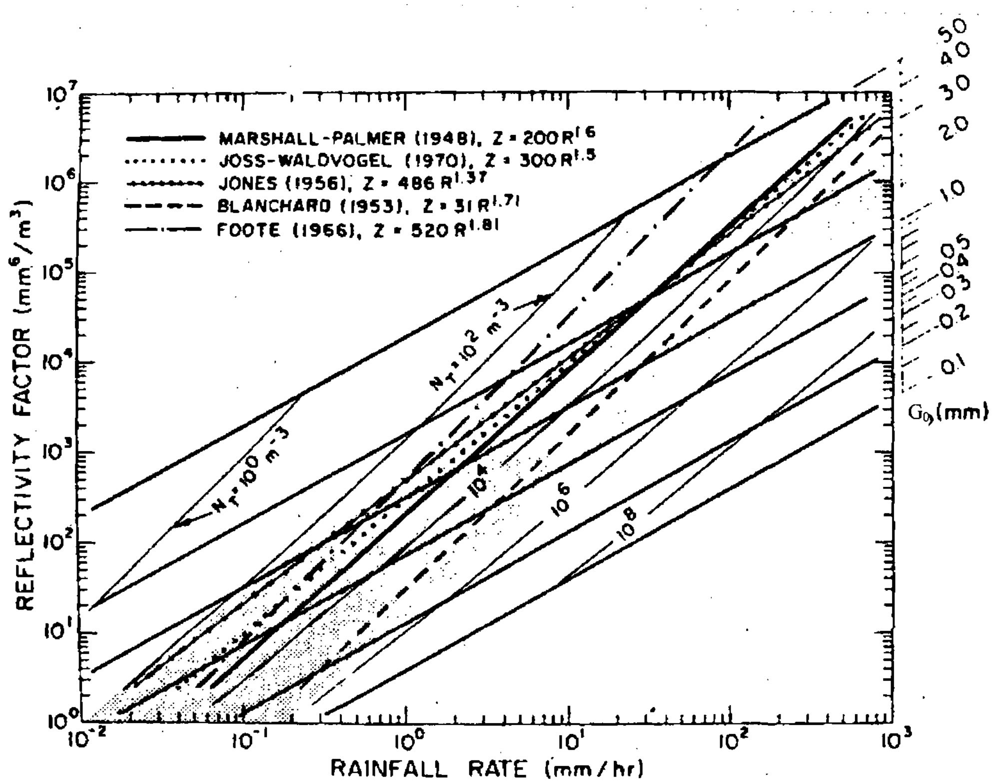



**Figure 4** : Relations Z-R pour plusieurs fonctions de distribution des particules et plusieurs valeurs du diamètre médian des particules $G_0$ (mm)

Tiré de Ulbrich and Atlas (1978)

### 2.1.4. Modèle CEQUEAU

Le modèle hydrologique CEQUEAU développé par Morin *et al.* (1998) est un modèle déterministe matriciel. Cela veut dire que le bassin versant est subdivisé en éléments et que la lame d'eau produite sur chacun des éléments est transférée d'un élément à l'autre pour obtenir le débit à l'exutoire de chaque élément. Il prend en compte les caractéristiques physiographiques du bassin versant et leur variation spatio-temporelle. Ceci est rendu possible par la superposition au bassin versant d'une grille délimitant ainsi des surfaces élémentaires (figure 5). Ce découpage permet de définir certaines caractéristiques physiographiques comme le couvert végétal, le réseau de drainage, etc. grâce aux systèmes d'information géographique ou des cartes topographiques. Ainsi, les données physiographiques à déterminer pour chaque carreau de la grille sont :

- le pourcentage de la superficie recouverte par les lacs et les rivières;
- le pourcentage de la superficie recouverte par la forêt;
- le pourcentage de la superficie recouverte par les marais;
- l'altitude du coin sud-ouest en mètre.

La dimension des carreaux entiers dépend principalement de la superficie du bassin versant étudié, des données météorologiques disponibles, de la topographie du terrain etc. Le modèle CEQUEAU a déjà été utilisé avec des carreaux de 0,1 à 30 km de coté pour des bassins versants de 1 à 100 000 km$^2$ (Morin *et al.,* 1981).

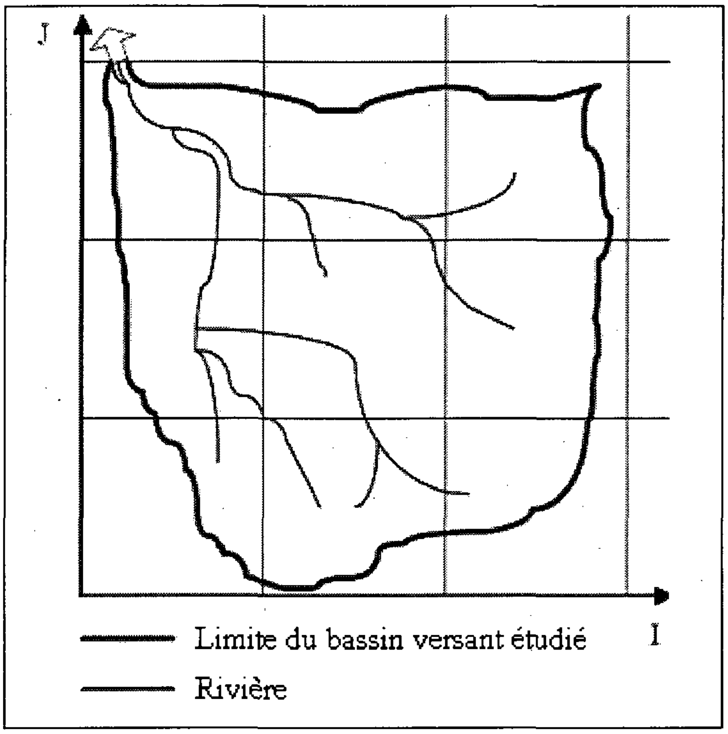



**Figure 5** : Création des carreaux entiers par superposition d'une grille sur le bassin versant

Tiré de Morin *et al.*, 1981

Le modèle compte deux parties principales visant à décrire le mieux possible l'écoulement de l'eau vers l'exutoire d'un bassin versant. La première partie concerne l'écoulement vertical de l'eau, dont les principaux phénomènes sont la pluie, la fonte de neige, l'évapotranspiration, l'infiltration et l'apport des réserves superficielles et profondes. Cette première partie est désignée par le terme « fonction de production » et elle est calculée sur chaque carreau entier.

La deuxième partie concerne le transfert de l'écoulement dans le réseau de drainage. Les processus en jeu, dans cette partie, tiennent compte de l'influence des lacs, des marécages et des ouvrages artificiels tels que barrages, ouvrages de détournement, etc. Cette partie est désignée par le terme «fonction de transfert » et elle s'effectue à l'aide des carreaux partiels. Ces derniers sont obtenus après la subdivision de chaque carreau entier en quatre parcelles au maximum suivant la ligne de partage des eaux.

Le modèle CEQUEAU a déjà été appliqué à plusieurs bassins versants en Amérique du nord, Europe et Afrique et est utilisé par l'organisation mondiale météorologique (WMO, 1986, WMO, 1992).

La simulation des débits dans ce travail vise non seulement l'estimation du débit au niveau de l'exutoire mais aussi la validation des estimations radar de la pluviométrie, dans le bassin Rio Escondido. Les débits simulés par le modèle CEQUEAU sont comparés à ceux mesurés directement au niveau de la station hydrométrique.

#### 2.1.4.1. Fonction de production

La fonction de production permet la représentation des différentes voies empruntées par l'eau du moment où elle atteint le sol jusqu'à son arrivée à l'exutoire par ruissellement. L'eau des précipitations liquides (le cas de ce travail) est immédiatement disponible pour le modèle dans le but de calculer les débits. Sur des sites d'études concernés par la neige, un modèle de fonte doit être défini.

L'eau, après son arrivée au sol, sera soumise à divers processus qui auront une influence directe sur l'écoulement au niveau de l'exutoire.

Le modèle CEQUEAU considère ces processus en présentant le sol comme différents réservoirs communiquant entre eux par des relations mathématiques reproduisant les différents transferts. Il y a ainsi 3 réservoirs représentant : les lacs et marécages, le sol et la nappe. Le premier se déverse directement dans le réseau hydrographique. Le second présente une sortie vers le troisième. Les deux réservoirs sol et nappe peuvent se vidanger selon leur état de remplissage, à différents niveaux (figure 6).

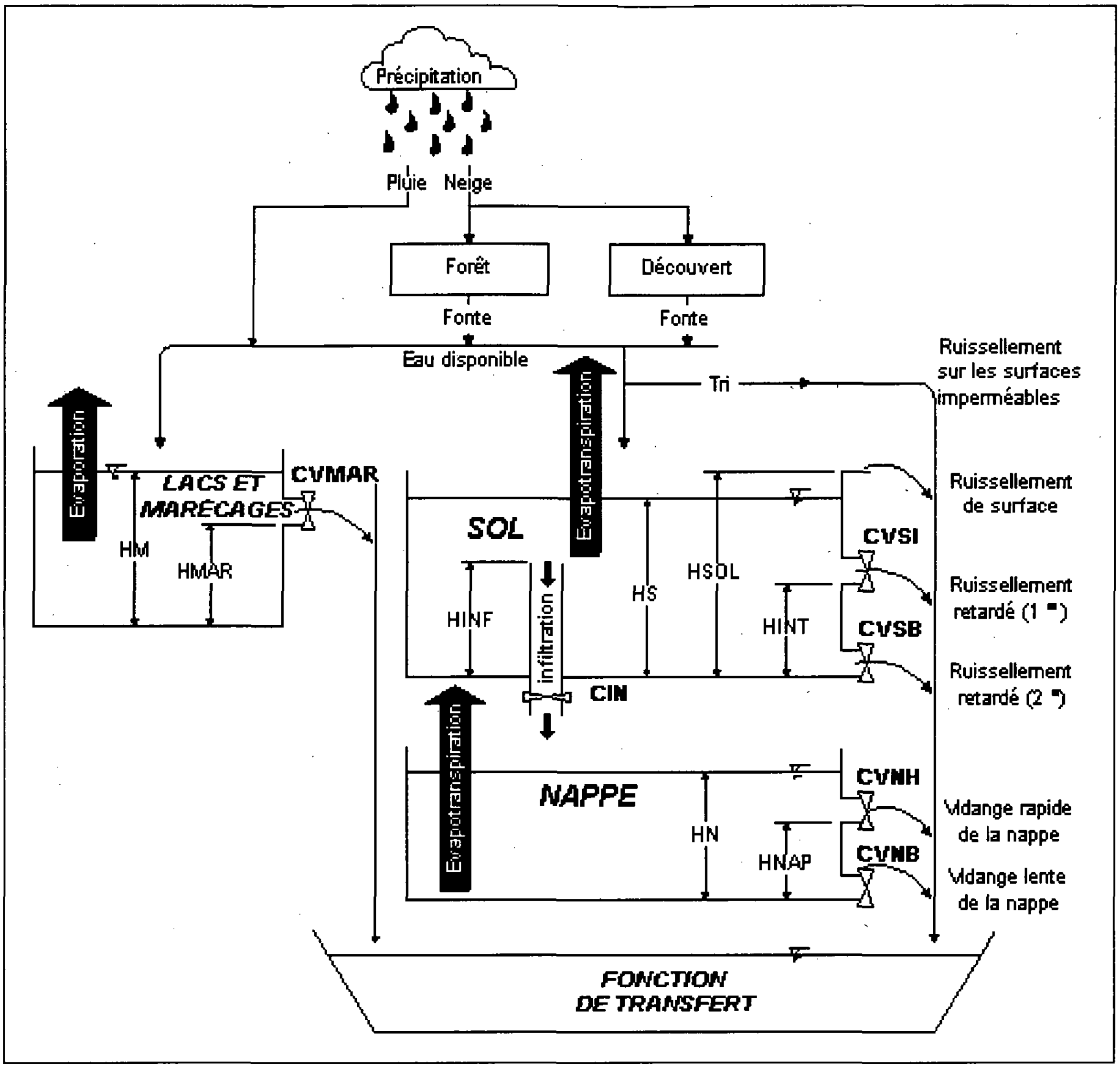



**Figure 6** : Schéma de production du modèle CEQUEAU

Tiré de Morin *et al.*, 1981

Dans le modèle CEQUEAU, l'évapotranspiration est calculée selon la formule de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948) modifiée pour considérer la durée potentielle de l'ensoleillement en fonction de la latitude et du jour de l'année et de l'eau disponible dans la couche superficielle du sol.

$$ETHORN^{D} = (\frac{10}{30.4}) \times 1.62 \times (\frac{10 \times TJE}{XIT})^{XAA} \qquad (18)$$

Où :

$ETHORN^{D}$ : évapotranspiration potentielle du jour (mm)

TJE : température moyenne du pas de temps considéré sur le carreau considéré (°C)

XAA : exposant de la formule de Thornthwaite

XIT : valeur de l'index de Thornthwaite

30.4 : nombre de jours moyen par mois

L'exposant et l'index de la formule de Thornthwaite peuvent être calculés par :

$$XIT = \sum_{i=1}^{12} (\frac{TM_i}{5})^{1.51} \qquad (19)$$

Où $TM_i$ = température moyenne mensuelle du mois i (°C)

$$XAA = 67.5 \times 10^{-8} XIT^{3} - 77.1 \times 10^{-6} XIT^{2} + 0.0179\ XIT + 0.492 \qquad (20)$$

**- Le bilan du réservoir SOL**

Dans le modèle CEQUEAU, les écoulements à la surface du sol et à travers celui-ci sont schématisés par un réservoir muni d'orifices d'écoulements appelé réservoir SOL (figure 7).

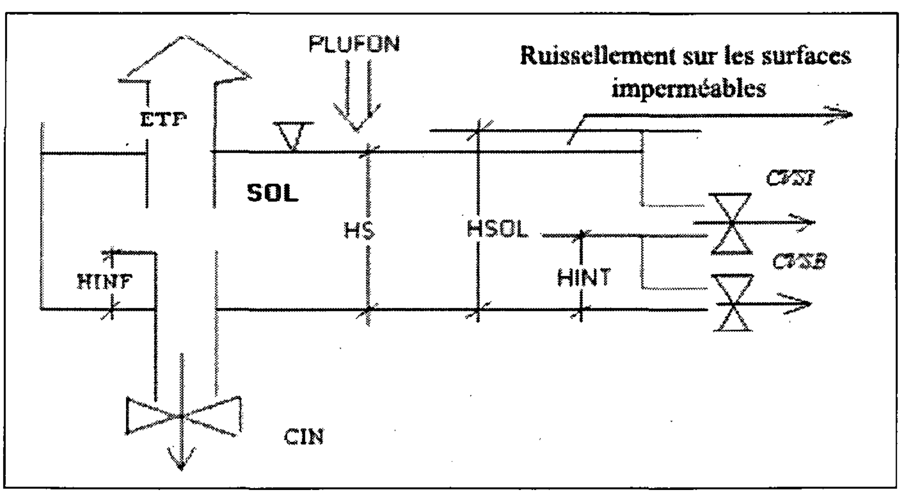



**Figure 7** : Schéma du réservoir SOL

Tiré de Morin et *al.*, 1981

Le bilan de ce réservoir est effectué sur chaque carreau entier et à chaque pas de temps de la période simulée. Il permet d'estimer, la lame d'eau disponible pour l'écoulement, restante au niveau du sol, infiltrée et celle qui va constituer le ruissellement. Les expressions de ces différentes lames d'eau sont données ci-dessous.

- La Lame d'eau disponible pour l'écoulement

La lame d'eau qui s'écoule sur les surfaces imperméables du bassin versant est considérée comme immédiatement disponible pour l'écoulement en rivière et elle est estimée par l'équation (21) :

$$RIMP=MAX(0, PCIMP(ICE) \times (PLUFON - HRIMP)) \quad (21)$$

Où

PCIMP : pourcentage de la surface du sol imperméable du carreau entier i. Ce pourcentage peut être constant sur tous les carreaux entiers ou, variable d'un carreau entier à un autre.

PLUFON : lame d'eau provenant de la pluie ou de la fonte des neiges.

ICE : indice du carreau entier

HRIMP : lame d'eau nécessaire pour provoquer un ruissellement sur les surfaces imperméables.

- La lame d'eau restante au niveau du sol

Elle est estimée par la relation (22) :

$$EAUTER=PLUIE - RIMP \quad (22)$$

- La lame d'eau infiltrée

L'infiltration (XINF) vers le réservoir NAPPE est évaluée à partir du niveau d'eau (HS) dans le sol, à l'aide des relations suivantes :

$$XINF=TINF(ICE) \times MAX (0, HS-HINF) \quad (23)$$

$$XINF=MIN(XINFMA, XINF) \times ARR27 \qquad (24)$$

Où :

XINF : lame d'eau infiltrée du réservoir SOL au réservoir NAPPE.

TINF : coefficient d'infiltration d'un carreau entier dans le réservoir NAPPE ; ce coefficient est pris comme constant sur tous les carreaux entiers ou, variable d'un carreau entier à un autre.

ICE : indice du carreau entier

XINFMA : limite supérieure d'infiltration journalière

HINF : seuil d'infiltration du réservoir SOL au réservoir NAPPE.

ARR27 : coefficient de pondération tenant compte de la couverture végétale du carreau entier; il est calculé à l'aide des données physiographiques du carreau entier et varie de 0,80 pour un carreau complètement dénudé à 1,00 pour un carreau entier complètement recouvert de végétation.

- La lame d'eau constituant le ruissellement

Le niveau d'eau dans le réservoir SOL est diminué de l'évapotranspiration et de l'infiltration. Selon le niveau intermédiaire atteint par le réservoir SOL, les écoulements peuvent être de trois types : ruissellement de surface, $1^{er}$ ruissellement retardé et $2^{ième}$ ruissellement retardé.

L'écoulement par les orifices est calculé dans l'ordre suivant, en supposant la linéarité du réservoir SOL :

- Le ruissellement de surface

Il se produit si la hauteur d'eau dans le réservoir SOL (HS) dépasse la hauteur (HSOL). Toute la lame qui dépasse cette valeur est disponible pour le ruissellement

$$RUISS= HS - HSOL \qquad (25)$$

Où RUISS : Ruissellement de surface (en mm)

- Le premier ruissellement retardé :

Ce ruissellement se produit si la hauteur d'eau dans le réservoir est supérieure au seuil de l'orifice de vidange intermédiaire :

$$VIDINT = \max(0,(HS-HINT)\times CVSI) \qquad (26)$$

Où VIDINT : ruissellement retardé (en mm) ;

HINT : seuil de vidange intermédiaire du réservoir SOL ;

HS : niveau d'eau disponible dans le réservoir SOL ;

CVSI : coefficient de vidange intermédiaire du réservoir SOL.

- Le deuxième ruissellement retardé :

Ce ruissellement se produit si la hauteur d'eau est supérieure à la base du réservoir SOL et est estimé par la relation suivante :

$$VIDFON = (HS-VIDINT) \times CVSB \quad (27)$$

Où VIDFON : ruissellement retardé (en mm);

CVSB : coefficient de vidange basse du réservoir SOL.

La lame d'eau produite par les trois ruissellements est additionnée dans la variable PRODU et sera modulée en fonction du pourcentage du sol sur le carreau entier en même temps que les lames produites pour les lacs et les marais. Cette modulation est effectuée de la façon suivante :

$$REST = (PRODU \times PCTERR) + (SLAMA \times PCEAU) \quad (28)$$

Où :

REST : lame totale d'eau produite sur le carreau entier (en mm) ;

PRODU : lame produite par les réservoirs SOL et NAPPE et par la surface imperméable du carreau ;

PCTERR : pourcentage de la partie terrestre sur le carreau entier ;

PCEAU : pourcentage de lac et marais sur le carreau entier ;

SLAMA : lame sortant du réservoir LACS et MARAIS.

La lame REST produite par le carreau entier est transformée en volume (en $m^3$) puis gardée dans le vecteur PRODCE :

$$PRODCE(ICE) = REST \times 10^{-3} \times CEKM2 \times 10^{6} \quad (29)$$

Où CEKM2 : superficie du carreau entier (en $km^2$)

Ces calculs sont effectués pour tous les carreaux entiers. Les volumes d'eau mis en mémoire dans le vecteur PRODCE sont disponibles pour l'écoulement et seront utilisés pour le calcul des transferts vers l'exutoire.

**- Le bilan du réservoir NAPPE**

Comme pour le réservoir SOL, les écoulements issus du réservoir NAPPE (figure 8) dépendent du niveau d'eau dans le réservoir, de la hauteur du seuil et du coefficient de vidange de chaque orifice.

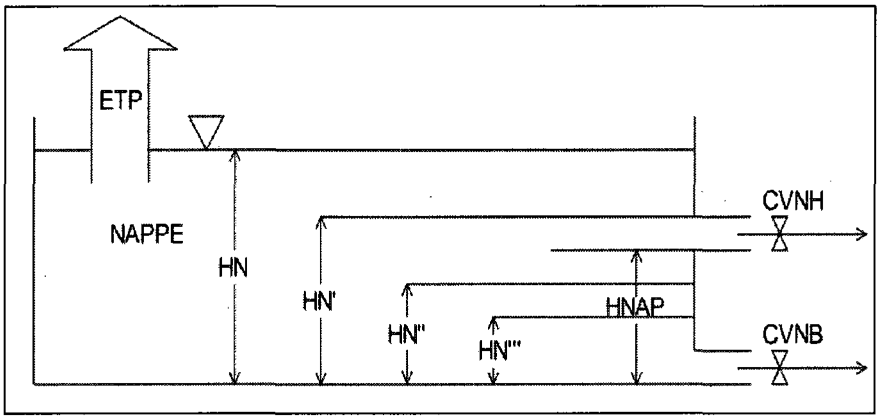



**Figure 8** : Schéma du réservoir NAPPE

Si nous considérons au début du pas du temps j, un niveau HN(j), les écoulements de la nappe sont calculés à l'aide des relations suivantes :

$$SNAPH(j) = CVNH \times \max(0, HN(j) - HNAP) \quad (30)$$

Pour un niveau intermédiaire 1, nous avons :

$$HN'(j) = HN(j) - SNAPH(j) \quad (31)$$

$$SNAPB(j) = CVNB \times HN'(j) \quad (32)$$

Où :

SNAPH : écoulement de la nappe par la vidange haute

CVNH : coefficient de vidange haute du réservoir NAPPE

HN : niveau d'eau dans le réservoir NAPPE

HNAP : seuil de vidange haut du réservoir NAPPE

HN' : Premier niveau intermédiaire d'eau dans le réservoir NAPPE

SNAPB : écoulement de la nappe par la vidange basse

CVNB : coefficient de vidange basse du réservoir NAPPE

Pour le deuxième niveau intermédiaire, nous avons :

HN''(j)= HN'(j) + XINF(j)-SNAPB(j) (33)

Pour le niveau final, nous avons :

HN'''(j) = max (0, HN''(j)-ETRNAP(j)) (34)

Où :

XINF : la lame d'eau infiltrée depuis le réservoir SOL vers le réservoir NAPPE

ETRNAP : la lame d'eau évapotranspirée à partir du réservoir NAPPE

Le niveau au début du pas du temps suivant s'écrit :

HN(j+1) = HN'''(j) (35)

### 2.1.4.2. Fonction de transfert

La fonction de production décrite précédemment permet de calculer pour chaque carreau entier et à chaque pas de temps un volume d'eau disponible pour l'écoulement jusqu'à l'exutoire. Cet écoulement effectué d'un carreau partiel à un autre est évalué par la fonction de transfert (figure 9).

Le volume d'eau disponible sur un carreau partiel est calculé en multipliant le volume produit sur le carreau entier par le pourcentage de superficie du carreau partiel considéré. Ce volume est additionné aux volumes d'eau provenant des carreaux partiels en amont. Le volume résultant est celui disponible à s'écouler au carreau partiel immédiatement en aval. Ce mode de calcul est répété jusqu'à l'exutoire.

Le volume $V_i$, emmagasiné dans le carreau partiel i, se vidangera dans le carreau partiel immédiatement en aval d'une quantité $v_i$ proportionnelle au volume $V_i$, et d'autre part, à un coefficient de transfert $XKT_i$ propre au carreau partiel i :

$$v_i = XKT_i \times V_i \qquad (36)$$

Dans le modèle CEQUEAU, les coefficients de transfert pour chaque carreau partiel sont définis en considérant la superficie couverte d'eau dans ce carreau et la superficie en amont. L'équation suivante détermine dans le modèle CEQUEAU les coefficients de transfert, à partir du paramètre EXXKT et des conditions topographiques et d'occupation du sol (SL, SA) :

$XKT_i = 1 - \exp(-\varphi\delta t)$ (37)

Où :

$XKT_i$ : coefficient de transfert du carreau partiel i pour le pas de temps $\delta t$ ;

$$\varphi = \frac{rSA_i}{SL_i}$$

$SA_i$ : superficie du bassin versant en amont du carreau partiel considéré (en $km^2$) ;

$SL_i$ : superficie d'eau sur le carreau partiel i ($km^2$) ;

r : un paramètre de réglage jouant le rôle d'une constante de temps de dimension $[T]^{-1}$

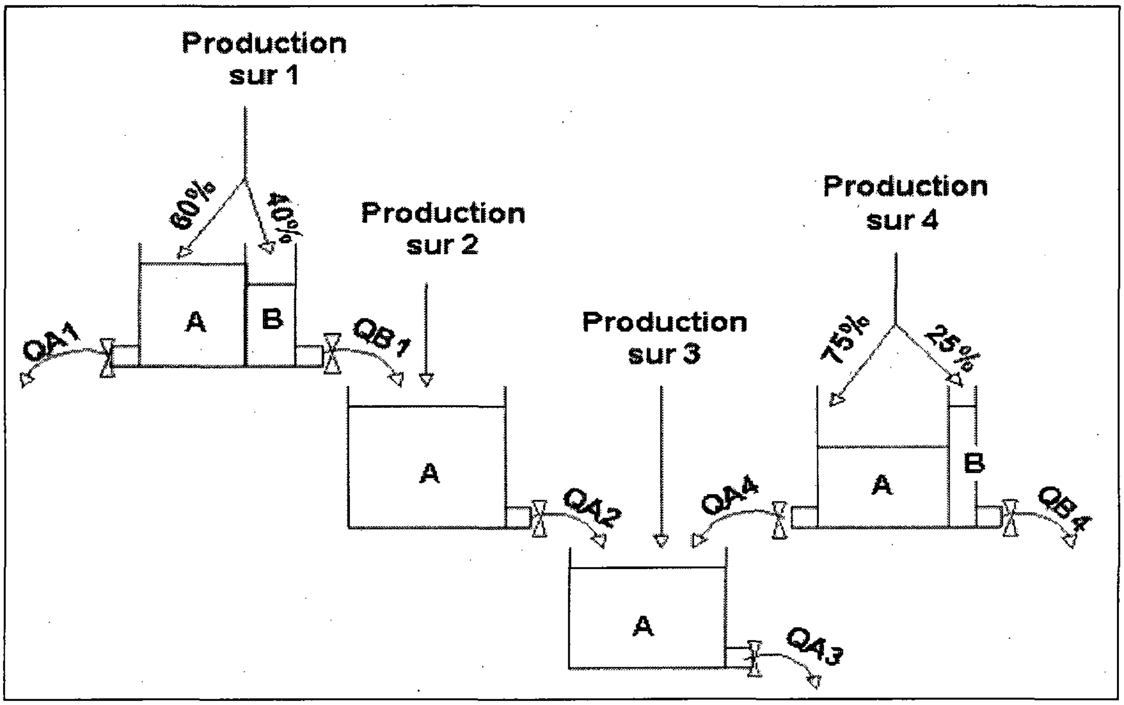



**Figure 9** : Schéma de la fonction de transfert

Tiré de Morin *et al.*, 1998

Les calculs de transfert sont exécutés en partant du carreau partiel le plus en amont pour descendre jusqu'au carreau le plus en aval (au niveau de l'exutoire).

L'annexe 1 donne la méthode de détermination des paramètres et des constantes utilisées par le modèle CEQUEAU. Ils sont classés suivant les différentes phases du cycle hydrologique dans lesquelles ils interviennent.

## 2.2. Problématique

Le radar représente un instrument essentiel dans l'estimation de la pluviométrie. Son avantage essentiel par rapport au réseau de pluviomètres conventionnels réside dans sa capacité d'acquérir des informations sur les systèmes précipitants d'une vaste région et ce, avec une bonne résolution spatio-temporelle (Neary *et al.*, 2004). Cependant, l'estimation de la pluviométrie à l'aide de la mesure de la réflectivité radar peut présenter certaines difficultés et erreurs.

Dans le cas du radar au sol WSR-88D, on note que la moyenne conditionnelle des précipitations horaires (moyenne des précipitations accumulées pendant une saison divisées par le nombre d'heures où il a plu) est surestimée d'environ 33 % durant la saison des pluies et d'environ 55 % le reste de l'année (Xie *et al.*, 2006).

Pour le radar météorologique de TRMM, le signal à 13,8 GHz peut être atténué par les particules atmosphériques. De plus, la variation des profils verticaux de température et de pression ainsi que le type de précipitation peuvent affecter fortement la mesure de la réflectivité (Iguchi *et al.*, 2000). En effet, même après corrections des perturbations issues de l'atmosphère et du sol, les pluies de surface estimées par TRMM présentent une sous-estimation pouvant varier de 11 à 40 % (Durden *et al.*, 1997).

Aussi bien pour le radar au sol que pour le radar de TRMM, de fortes valeurs de réflectivité apparaissent en présence d'un relief. De plus, la valeur de la réflectivité peut être élevée en raison, par exemple, de la présence de cristaux de glace dans le nuage. Cela se manifeste par une bande brillante au-delà de l'isotherme 0°C et une forte intensité précipitante simulée.

Dans la relation Z-R, les coefficients empiriques dépendent des caractéristiques des particules précipitantes (nature, taille, densité, etc.). L'utilisation des mêmes coefficients sur une vaste zone est source d'erreurs pour l'estimation des précipitations.

Ainsi, la validation des pluies de surface estimées par le radar au sol et le radar TRMM est indispensable avant toute utilisation.
Le problème relié à la validation des données pluviométriques, issues d'un radar, réside principalement dans la grande variabilité d'échelle spatio-temporelle des phénomènes hydro-météorologiques. Cette dernière a toujours représenté la difficulté principale dans l'étude de ces phénomènes (Francou et Rodier, 1967 ; Schertzer *et al.*, 2006).
En effet, la gamme d'échelle peut passer de quelques millimètres à des dizaines de milliers de kilomètres et de quelques secondes à des ères géologiques (Sposito, 1998 ; Tchiguirinskaia *et al.*, 2004). Cette différence d'échelle ne peut pas être prise en compte par les moyens statistiques conventionnels qui se limitent à calculer le coefficient de corrélation entre deux types de données et à élaborer une relation exagérément régulière.

Ainsi, outre la méthode conventionnelle de validation des données basée sur le calcul du coefficient de corrélation, une méthode considérant la variabilité intrinsèque du champ de pluie sera utilisée (Mandelbrot, 1989).

## 2.3. Objectifs

L'objectif général de ce travail de recherche est la validation des pluies de surface estimées aussi bien par le radar de TRMM que par un radar au sol NEXRAD WSR-88D, afin d'améliorer l'échelle spatiale des simulations hydrologiques. Nous l'aborderons à travers les trois objectifs spécifiques suivants:

- Analyse quantitative, entre les différentes données de précipitation, à partir de méthodes statistiques simples;

- Développement d'une méthode de validation stochastique de la variabilité statistique des pluies estimées par les radars;

- Validation hydrologique des pluies estimées par les radars à partir des débits simulés par le modèle CEQUEAU.

### 2.4. Hypothèses

Trois hypothèses ont guidé cette recherche :

- Il existe une relation entre la pluie de surface estimée par le radar météorologique au sol, celui de TRMM et les mesures des pluviomètres.

- La structure générale d'un champ de pluie se répète statistiquement à l'intérieur de celui-ci, cela implique que ses irrégularités peuvent être décrites indépendamment de l'échelle d'observation.

- Le fait que le débit simulé par le modèle hydrologique CEQUEAU utilisant les données radar soit proche de celui fourni par la station hydrométrique constitue une validation hydrologique des données radar.

### 2.5. Délimitations de l'étude

Dans ce travail, nous nous limitons aux estimations radar et mesures de la pluviométrie prises sur le bassin versant de Rio Escondido de l'année 2000 à 2004 pour la validation des données TRMM et de 2002 à 2004 pour la validation des données du radar au sol.

### 2.6. Limitations de l'étude

Les limitations de cette étude se situent principalement aux trois niveaux ci-dessous:

- L'exactitude des résultats de ce travail de recherche dépend fortement de la précision des pluviométries mesurées au sol. Elles sont fournies par le CNA *(Comisión National del Agua)* et la NOAA *(National Oceanic and Atmospheric Administration)*

- Le satellite TRMM fournit une estimation instantanée de l'intensité de la pluie et il lui faut 11 heures pour qu'il balaie le même point de la terre. Cela réduit la quantité de données disponible pour un même point.

- Le site d'étude est situé dans une région semi aride ; cela implique le nombre limité d'évènements pluvieux.

## 3. Cadre expérimental

### 3.1. Présentation du site d'étude

Notre site d'étude est situé au Nord-Est du Mexique (figure 10). Cette région est caractérisée par un climat sec et la saison des pluies s'y étend du mois de mai à celui d'octobre. Bien que le sud du Mexique reçoive annuellement de 990 à 3 000 mm d'eau, la majeure partie du pays souffre de sécheresse (annexe 2).

La précipitation moyenne annuelle dans la région du site d'étude varie entre 400 et 600 mm (Bâ *et al.*, 2006). Les précipitations y sont convectives et sont donc en général orageuses, de courte durée, de forte intensité et d'une faible extension spatiale.

La végétation dans la région est constituée principalement de broussailles et le sol est argileux (Návar et Synnott, 2000).

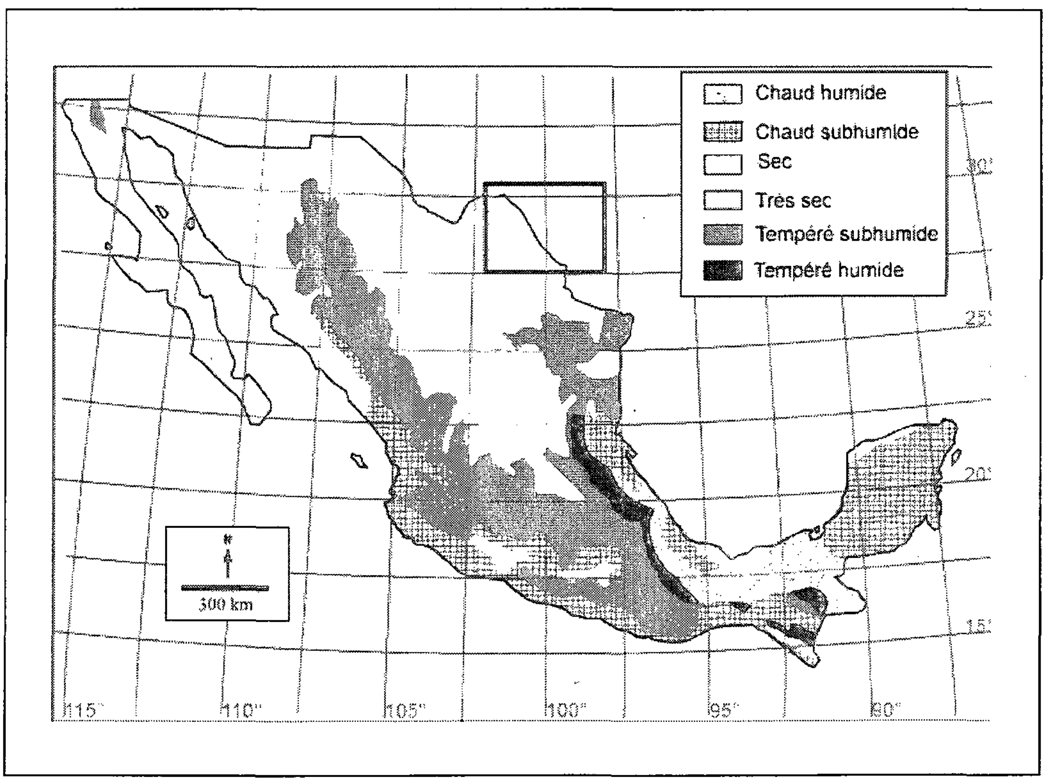



**Figure 10** : Zone d'étude matérialisée par le rectangle

Tiré de http://www.lib.utexas.edu/maps/atlas_mexico/climate.jpg

Sur notre zone d'étude, se situe le bassin versant du Rio Escondido qui couvre une superficie de 3175 km$^2$. La rivière Escondido *(Rio Escondido)* prend naissance dans la chaîne de montagnes El Burro au nord-ouest de la ville de Piedras Negras dans l'état de Coahuila. Elle est connectée par l'ouest à la rivière San Antonio, traverse les villes de Villa de Fuentes et Piedras Negras et s'unit ensuite à la rivière Bravo (figure 11).

La rivière Escondido coule de l'ouest du bassin versant à une altitude d'environ 950 m jusqu'à l'exutoire au niveau de la station hydrométrique de Villa de Fuentes située à une altitude de 245 m (figure 12).

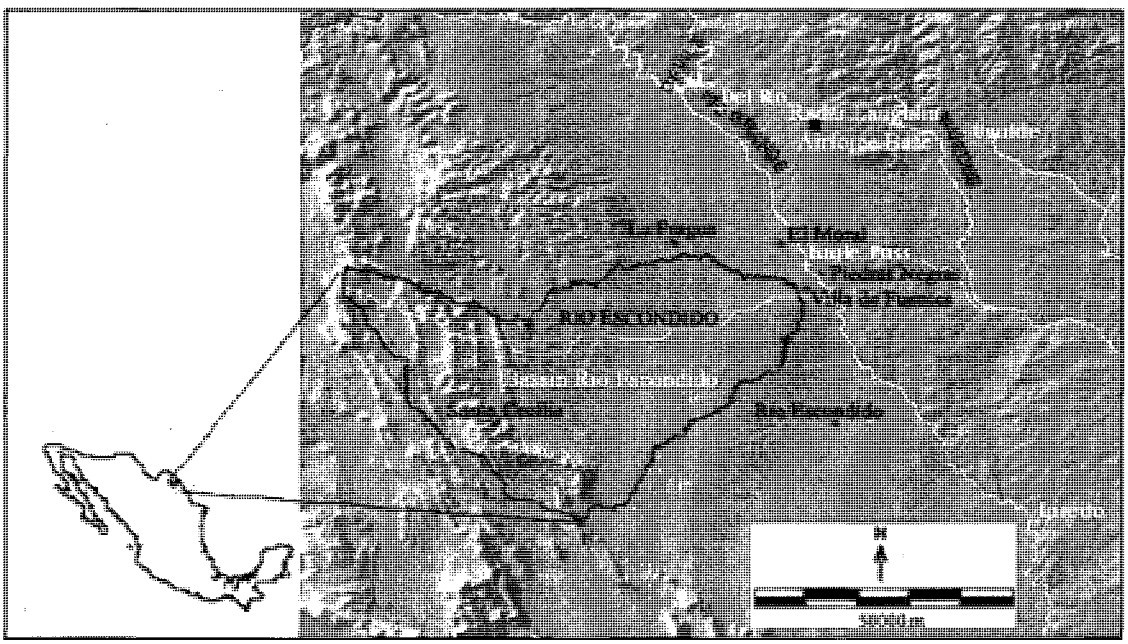



**Figure 11** : Localisation du bassin versant de Rio Escondido

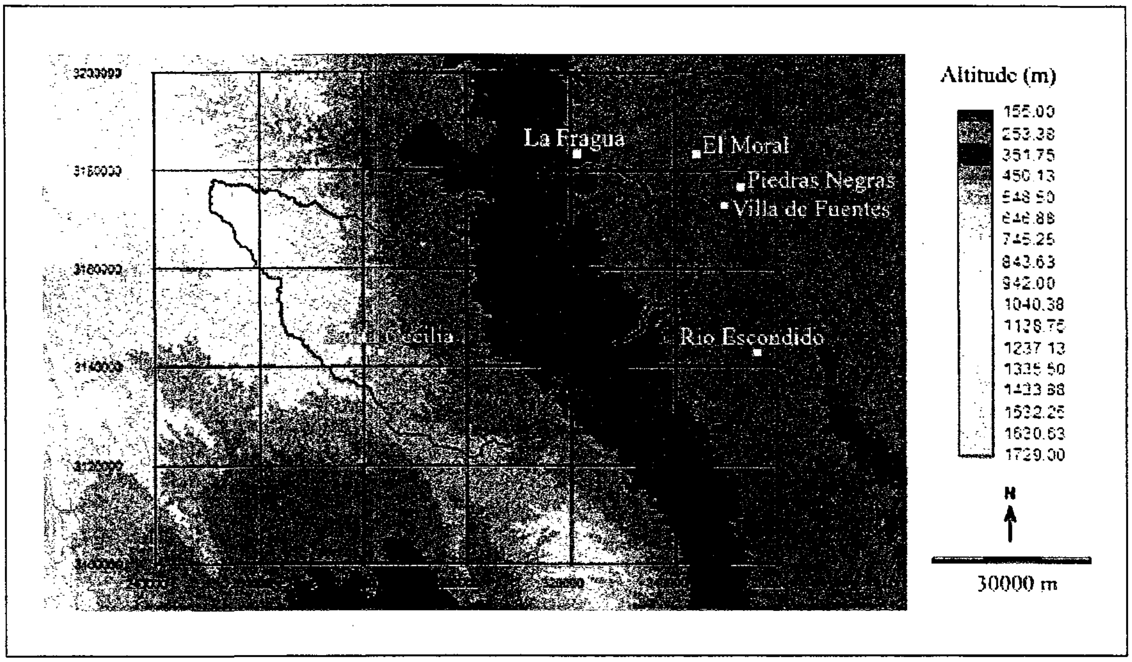



**Figure 12** : Topographie de la zone d'étude

Cette zone d'étude a été choisie vu qu'elle a été affectée par des inondations (en avril 2004) qui ont démontré la nécessité de la mise en place d'un système d'alerte. Aussi, la disponibilité des mesures au sol a orienté notre choix vers cette zone.

## 3.2. Données utilisées

### 3.2.1. Estimations pluviométriques du radar météorologique de TRMM

Les données du radar météorologique de TRMM utilisées dans le cadre de ce travail sont celles collectées lors des passages 494, 479, 437, 512, 512 et correspondent respectivement aux années 2000, 2001, 2002, 2003 et 2004. Elles consistent en des mesures instantanées de la pluviométrie de surface avec une résolution de 4,3 km.

Ces données sont téléchargées du site de la NASA (http://disc.gsfc.nasa.gov/services/opendap/). Nous les avons corrigées de l'atténuation des particules atmosphériques et de la contribution de surface du sol par l'application de l'algorithme 2A25 (version 6.67) (Igushi *et al.,* 2000, TRMM precipitation radar team, 2005).

Les intensités de pluie de surface considérées sont uniquement celles supérieures à 0,5 mm/hr. Elles correspondent à la valeur minimale du signal détectable qui est de 17 dBZ (NASDA, 2001).

### 3.2.2. Estimations pluviométriques du radar au sol

Le radar considéré dans cette étude est celui installé sur la base militaire de Laughlin dans l'état du Texas, au sud des États Unis [29,26 N, 100,275 W] (figure 13). Les estimations pluviométriques horaires considérées ont été obtenues et corrigées de l'effet du relief par l'algorithme PPS (Anagnostou et Krajewski, 1998, Fulton *et al.*, 1998) appliqué à des images de réflectivité radar d'une résolution de 1 km × 1 km. Les précipitations estimées ont été par la suite projetées dans un système de coordonnées stéréographique polaire, à une résolution spatiale d'environ 4 km × 4 km. Ces données concernent les années 2002, 2003 et 2004.

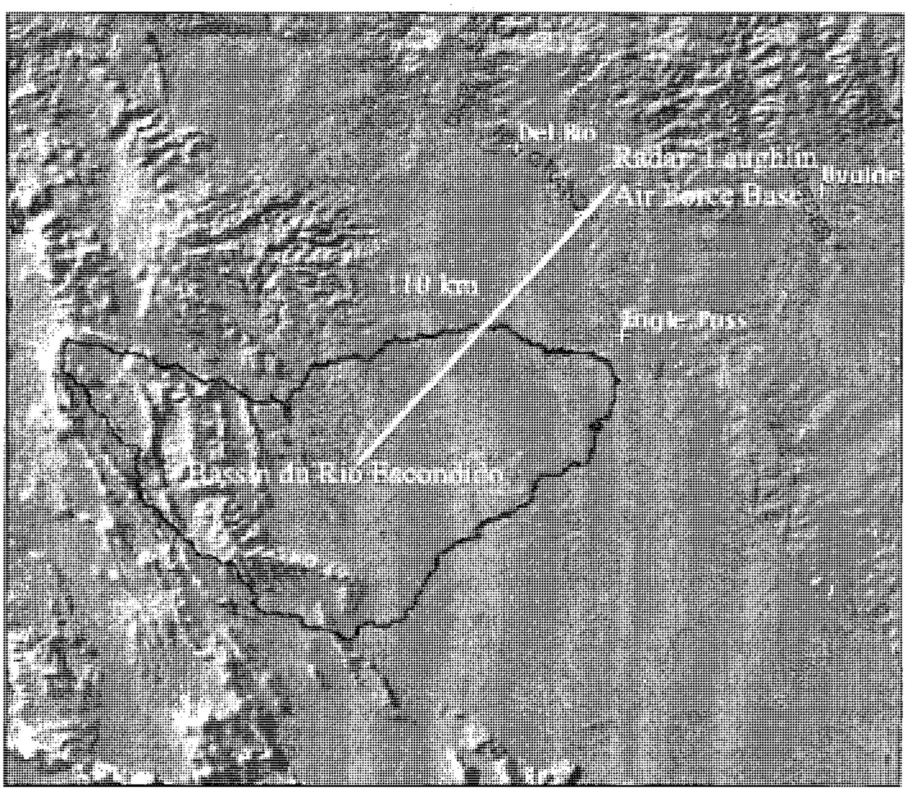



**Figure 13** : Localisation du radar météorologique WSR-88D considéré

D'après : http://radar.weather.gov/radar.php

Les hautes altitudes à l'ouest du bassin versant de Rio Escondido (figure 12, figure 13) peuvent générer un blocage du faisceau radar et donc la non détection des précipitations (Young *et al.*, 1999). Néanmoins, ce blocage du faisceau est corrigé par l'algorithme PPS s'il ne dépasse pas 60 % (tableau 3)

**Tableau 3** : Corrections apportées au blocage partiel du faisceau

| Blocage du faisceau (%) | Correction de la réflectivité (dBZ) |
|---|---|
| 0-10, >60 | 0 |
| 11-29 | +1 |
| 30-43 | +2 |
| 44-55 | +3 |
| 56-60 | +4 |

Tableau tiré de Fulton *et al.*, 1998

Le blocage du faisceau peut être important dans le cas des régions montagneuses (Krajewski *et al.,* 2005) mais il ne peut dépasser 60% que dans le cas des zones d'une altitude supérieure à 3000 m (*National Research Council*, 2005)

### 3.2.3. Stations pluviométriques

Les stations pluviométriques dont les mesures ont été utilisées pour la validation des données du radar au sol sont celles situées dans la région de Rio Escondido au Mexique (figure 14). Ces stations sont : Santa Cecilia [28,39 N, 100,21 W], La Fragua [28,82 N, 100,83 W], El Moral [28,90 N, 100,63 W], Piedras Negras et Rio Escondido [28,4 N, 100,33 W].

Ces données sont horaires et ont été enregistrées de l'année 2002 à 2004. Nous les avons obtenues par l'intermédiaire du CNA *(Comisión Nacional del Agua).*

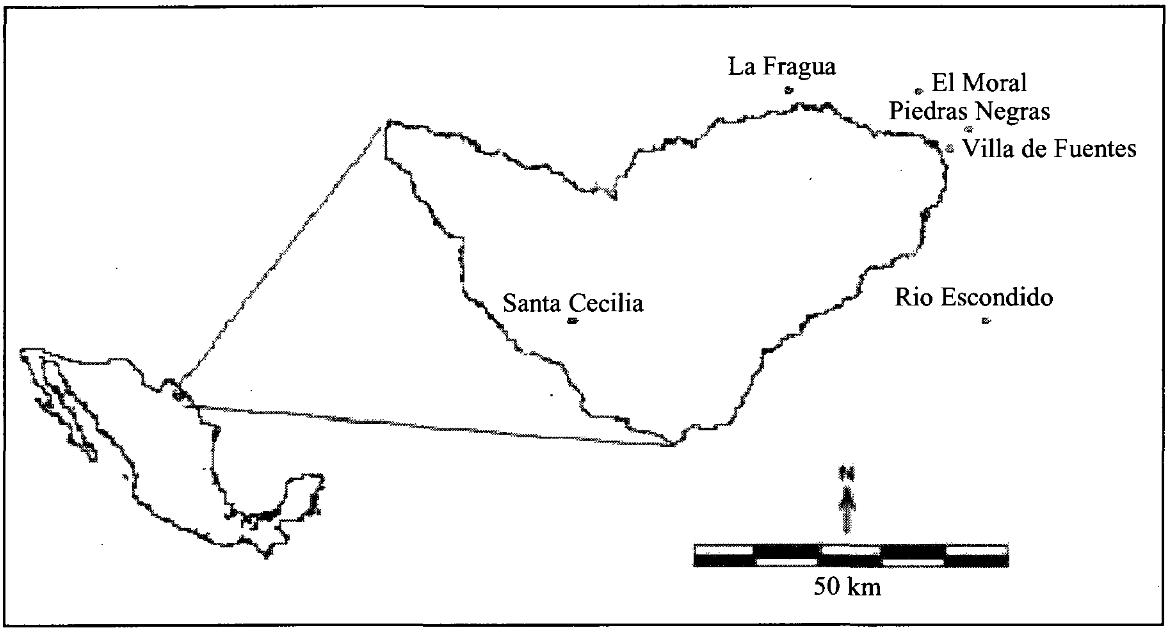



**Figure 14** : Répartition des stations pluviométriques utilisées pour la validation des données du radar au sol

Les stations pluviométriques dont les mesures ont été utilisées pour la validation des estimations du radar météorologique de TRMM sont celles situées entre les latitudes 27,5 N et 30,5 N et les longitudes 98 W et 102 W et collectées de l'année 2000 à 2004 (figure 15). Elles sont réparties en 49 stations américaines et 12 stations mexicaines.

Les données horaires des 49 stations américaines utilisées lors de cette étude nous ont été fournies par la NOAA *(National Oceanic and Atmospheric Administration)* et celles des 12 stations mexicaines situées au long du Rio Bravo par la CNA *(Comisión National del Agua).* Ces dernières fournissent une mesure de la pluviométrie chaque 10 minutes.

La liste des différentes stations pluviométriques ainsi que leurs coordonnées sont fournies dans les annexes 3a et 3b.

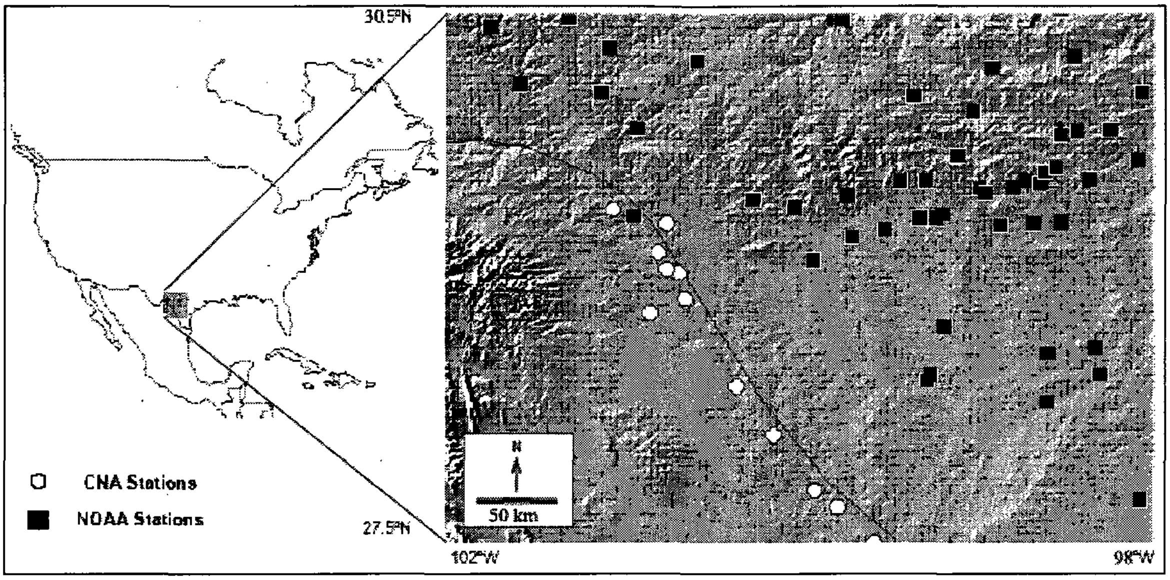



**Figure 15** : Répartition des stations pluviométriques utilisées pour la validation des données TRMM-PR

### 3.2.4. Station hydrométrique

La station hydrométrique dont les mesures ont été utilisées pour valider les simulations hydrologiques du modèle CEQUEAU et les données du radar au sol est celle de Villa de Fuentes. Elle est la seule située à l'exutoire du bassin versant de Rio Escondido (figure 14) et est gérée par la CNA *(Comisión Nacional del Agua).*

Les mesures de débit dont nous disposons sont horaires et ont été obtenues par utilisation du moulinet. Elles concernent les années 2002, 2003, et 2004.

### 3.2.5. Récapitulation des données et leurs limitations

Le tableau 4 récapitule les différentes caractéristiques des données utilisées dans ce travail.

**Tableau 4 :** Caractéristiques principales des données et leurs utilisations

| Données | Fréquence d'acquisition | Résolution spatiale | Disponibilité | Fréquence de mesure | Utilisation |
|---|---|---|---|---|---|
| TRMM-PR | Instantanée | 4,3 km | De 2000 à 2004 | 13,8 GHz | - |
| WSR-88D | Horaire | 4 km | De 2002 à 2004 | 2,7 GHz | Simulations hydrologiques |
| Station hydrométrique (CNA) | Horaire | Ponctuelle | De 2002 à 2004 | - | Validation des résultats du modèle hydrologique |
| Stations de la CNA (1) | Chaque 10 minutes | Ponctuelle | De 2000 à 2004 | - | Validation des données TRMM |
| Stations de la NOAA | Horaire | Ponctuelle | De 2000 à 2004 | - | Validation des données TRMM |
| Stations de la CNA (2) | Horaire | Ponctuelle | De 2002 à 2004 | - | Validation des estimations de WSR-88D |

Le tableau 5 récapitule les limitations des instruments de mesure des données utilisées dans ce travail.

**Tableau 5 :** Principales limitations des instruments utilisés

| Instrument | Limitation de l'instrument | Algorithme utilisé | Limitation de l'algorithme |
|---|---|---|---|
| TRMM-PR | - Atténuation du signal par les particules atmosphériques<br>- Mesure de la réflectivité affectée par la variation des profils verticaux de température et de pression ainsi que le type de précipitation<br>- Fortes valeurs de réflectivité en présence de particules de glace | 2A25 | - Forte variabilité des paramètres de la relation Z-R<br>- Sous estimation des pluies de surface pouvant varier de 11 à 40% |
| WSR-88D | - Fortes valeurs de réflectivité en présence de particules de glace<br>- Possibilité de blocage du faisceau radar par le relief | PPS | - Forte variabilité des paramètres de la relation Z-R<br>- Surestimation de la moyenne conditionnelle des précipitations allant de 33 à 55 % |
| Pluviomètres | Exactitude de ± 4% pour les faibles précipitations et pouvant aller jusqu'à -10 % pour les intensités supérieures à 150 mm/hr | - | - |
| Moulinet | Exactitude de ± 5% | - | - |

Dans le cas des pluviomètres à augets basculeurs (Civiate et Mandel, 2008) utilisés par la NOAA et la CNA, les erreurs peuvent être dues :

- Aux grandeurs d'influence comme le vent et la température
- À l'état du cône de réception
- À l'implantation du pluviomètre (proximité d'obstacles)
- À un mauvais basculement des augets

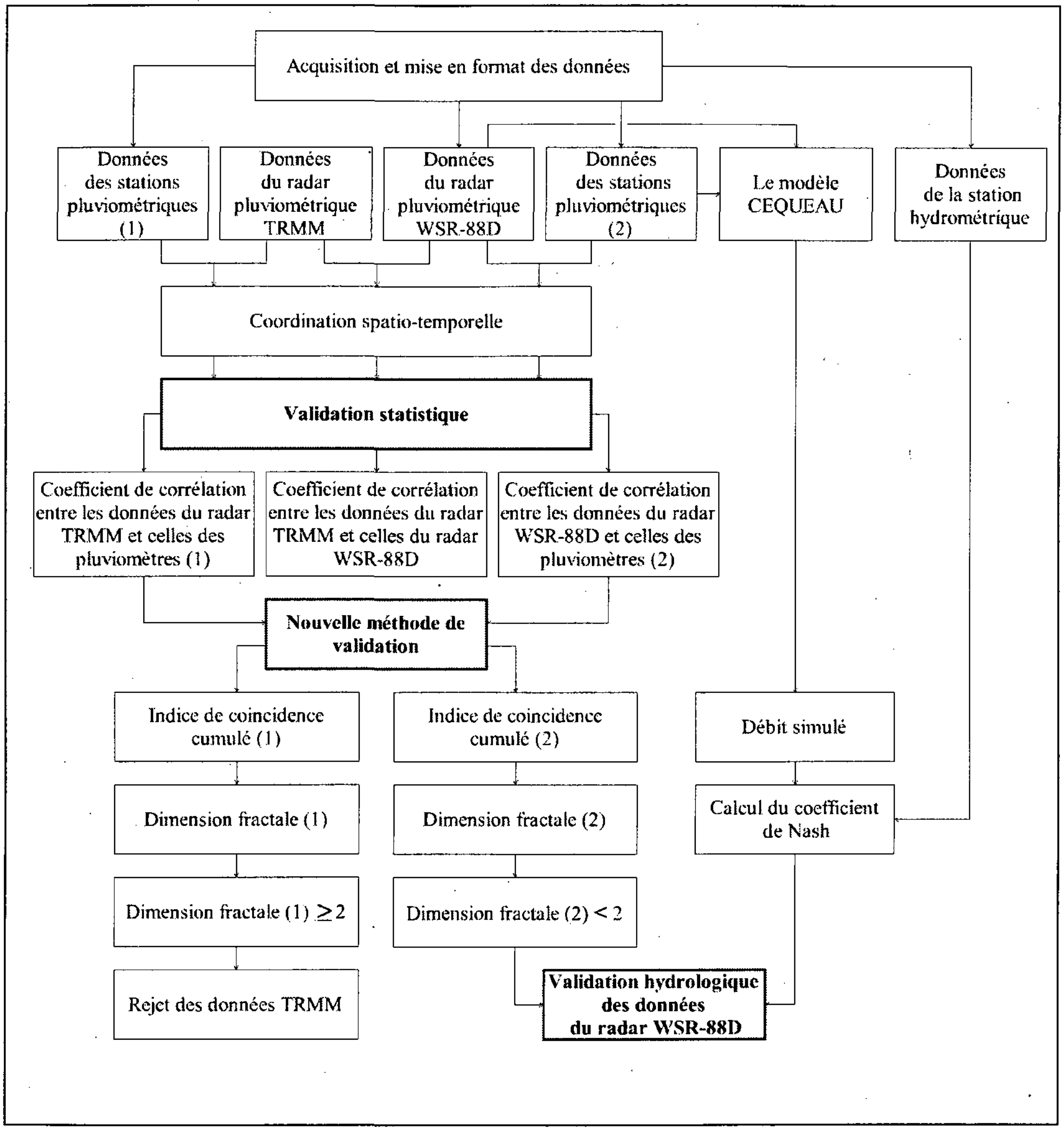
Dans le cas de la mesure du débit à l'aide du moulinet (utilisé dans la station hydrométrique de Villa de Fuentes), les erreurs peuvent être dues (Hauet, 2006) :

- À l'usure du matériel
- À un problème d'interpolation des mesures ponctuelles
- Aux évènements extrêmes comme les crues et les étiages qui impliquent une forte variation du débit et du niveau d'eau
- À l'évolution de la bathymétrie de la rivière

## 3.3. Méthodologie

### 3.3.1. Étapes méthodologiques

Le schéma méthodologique adopté, dans nos travaux, est présenté par la figure 16 ci-dessous.




(1) Données des stations pluviométriques de la CNA utilisées pour la validation des données TRMM-PR

(2) Données des stations pluviométriques de la CNA utilisées pour la validation des données du radar WSR-88D

**Figure 16** : Organigramme méthodologique

La méthodologie adoptée dans ce travail s'articule autour des objectifs spécifiques annoncés :

- La validation statistique des données : cette étape vise à appliquer les méthodes conventionnelles de validation des données en essayant d'établir une relation simple entre les estimations radar (satellitaire ou au sol) entre elles et entre les estimations radar (satellitaire ou au sol) et celles fournies par les pluviomètres. Ces relations sont analysées à travers le coefficient de corrélation entre les deux types de données.

- La validation des données par une nouvelle méthode statistique qui tient compte de la différence d'échelle spatio-temporelle entre les mesures des instruments utilisés.

- La validation hydrologique des données radar, acquises au niveau du bassin de Rio Escondido, par le biais du coefficient de Nash. Ce dernier est calculé en utilisant les débits simulés à partir, des données radar déjà validées et les débits mesurés à la station hydrométrique.

### 3.3.2. Coordination spatio-temporelle des données

Les différentes données acquises sont mises sous un format matriciel qui facilite leur manipulation et la réalisation de différents calculs avec le logiciel MATLAB (Mathworks, 1995). Ensuite, nous avons procédé à une coordination dans le temps et l'espace entre **a)** les données du radar TRMM et celles des stations pluviométriques (figure 17), **b)** les données du radar WSR-88D et celles des stations pluviométriques et, **c)** les données du radar TRMM et celles du radar WSR-88D. Cette coordination spatio-temporelle est réalisée à l'aide des coordonnées (latitude, longitude) des différentes valeurs de précipitation et de leur date et heure d'acquisition.

La figure 17 montre un exemple de juxtaposition spatiale entre les pluies de surface estimées par TRMM et les stations mexicaines, le 02 avril 2004.

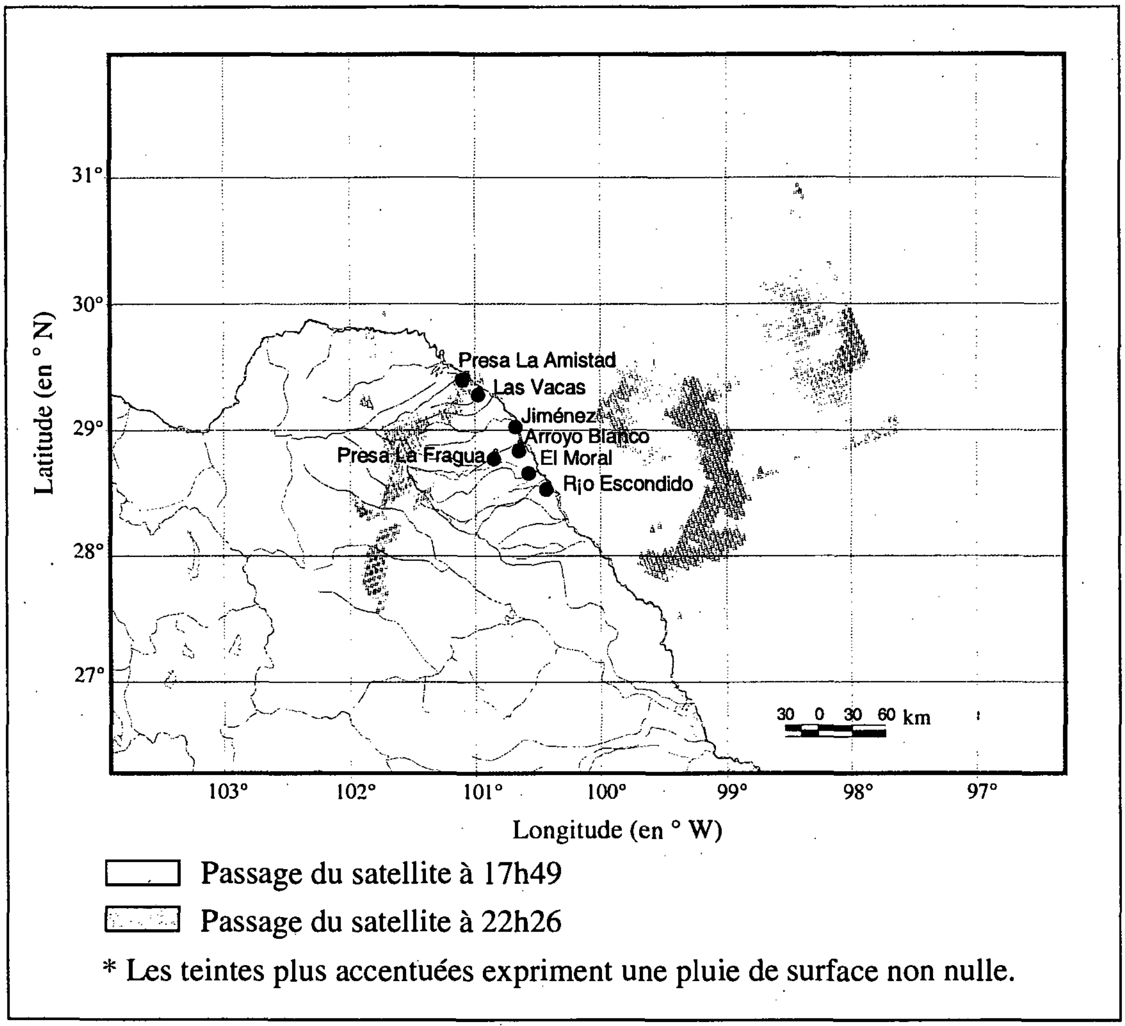



**Figure 17** : Exemple de juxtaposition entre les pluies de surface estimées par TRMM-PR et les stations mexicaines, le 02 avril 2004

- Coordination entre les données du radar TRMM (Annexe 4a et 4b) et celles des stations pluviométriques : pour chaque station pluviométrique, nous avons déterminé les 4 points d'estimations satellitaires de la pluie qui lui sont très proches et qui l'entourent (figure 18). Les précipitations de ces 4 points doivent avoir été estimées pendant les 60 minutes précédant la mesure au sol pour les stations américaines (puisque nous disposons d'enregistrements horaires) et durant les 10 minutes précédant la mesure des stations mexicaines (puisque nous disposons de mesures au sol chaque 10 minutes).

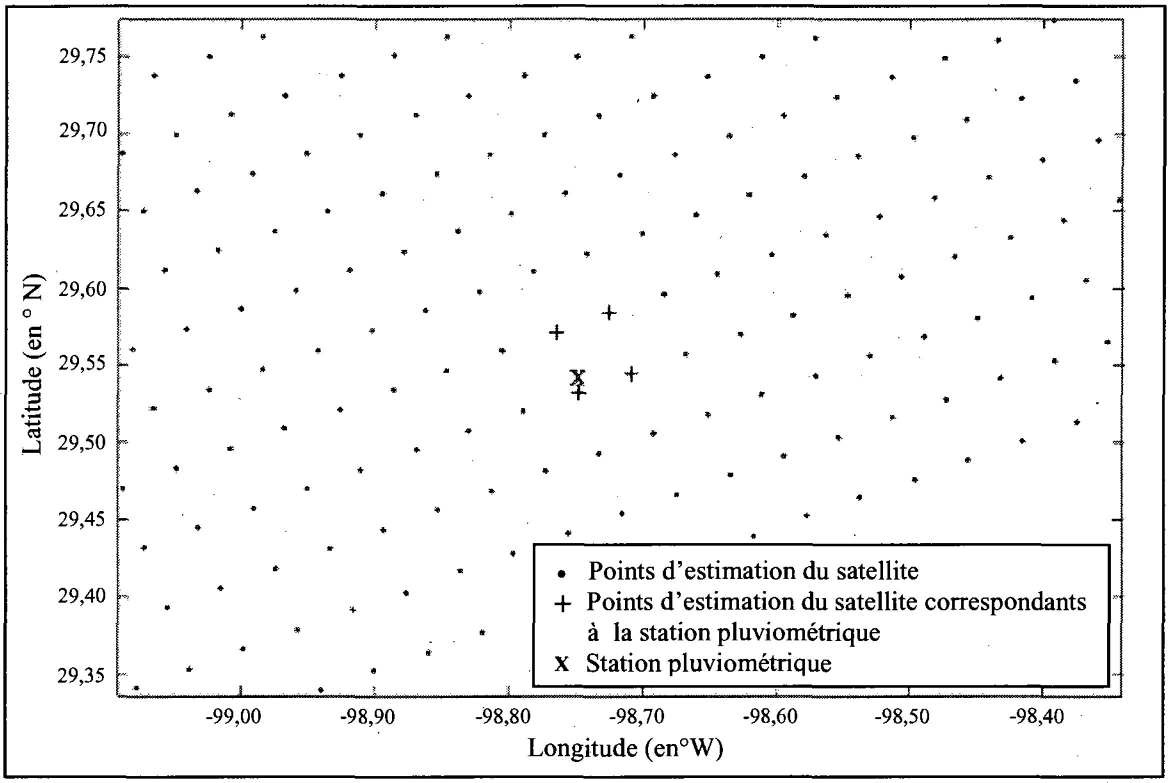



**Figure 18** : Exemple de coordination spatiale entre les points d'estimation satellitaire et une station pluviométrique

- Coordination entre les données du radar au sol WSR-88D et celles des stations pluviométriques : pour chaque mesure horaire de la station pluviométrique, l'estimation horaire de la pluviométrie radar lui est attribuée si le pluviomètre est inclus dans un pixel du radar et si les temps d'acquisition des deux données sont identiques.

- Coordination entre les données du radar TRMM et celles du radar au sol WSR-88D : Pour chaque estimation horaire du radar au sol, l'estimation du radar TRMM lui est attribuée si le point d'estimation de TRMM se situe à l'intérieur du pixel du radar au sol et si, en plus, les estimations TRMM sont acquises une heure avant celles du radar au sol.

### 3.3.3. Validation statistique

Après la coordination spatio-temporelle entre les différentes données, nous sommes passés à la validation statistique en représentant **a)** les estimations du radar TRMM en fonction des stations pluviométriques **b)** les estimations du radar WSR-88D en fonction des stations pluviométriques et **c)** les estimations du radar TRMM en fonction du radar WSR-88D et en calculant, à chaque fois, le coefficient de corrélation entre les deux types

de données en se basant sur les pluviométries enregistrées ou seulement sur la présence ou non d'évènements pluvieux (coefficient de corrélation (pluie/non pluie)). La présence d'évènement pluvieux signifie une intensité de pluie non nulle.

Le coefficient de corrélation (pluie/mon pluie) est calculé en considérant les mesures de la station pluviométrique Santa Cecilia [28,39 N, 100,21 W] et les précipitations estimées par le radar au sol WSR-88D sur un rayon d'environ 40 km autour de cette station. Ce rayon de 40 km couvre 121 pixels du radar au sol et correspond à l'étendue des données du radar WSR-88D dont nous disposons autour de la station de Santa Cecilia. Pour chaque valeur mesurée par l'instrument (le radar ou le pluviomètre), un indice est attribué : les indices 1 et 0 sont attribués en cas de présence ou d'absence de pluie, respectivement. Par la suite, un coefficient de corrélation est calculé entre les indices correspondants aux différentes mesures (figure 19).

Ce coefficient permet d'analyser la corrélation entre les données de façon qualitative puisqu'il tient compte uniquement de la présence ou de l'absence de l'évènement pluvieux et non pas de la quantité de précipitations mesurée.

Notons que les mesures de la station pluviométrique de Santa Cecilia sont considérées puisqu'elles présentent le meilleur coefficient de corrélation avec les données du radar au sol (voir tableau 7).

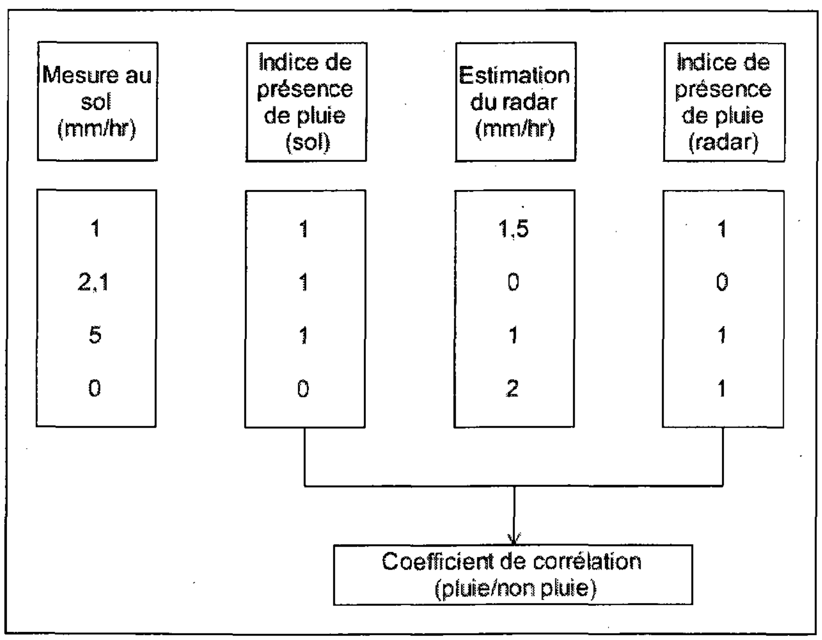



**Figure 19** : Méthode de calcul du coefficient de corrélation (pluie/non pluie)

### 3.3.4. Validation stochastique

#### 3.3.4.1. Attribution des indices de coïncidence

Pour la méthode stochastique de validation, nous avons attribué un indice de coïncidence à chaque couple de valeurs de pluie (estimée par l'un des radars, mesurée au sol). Ainsi, l'indice 1 correspond au cas où la valeur enregistrée au sol et la valeur estimée par le radar sont strictement positives et l'indice 0 correspond au cas où l'une des deux valeurs est nulle (tableau 6a). Enfin, nous avons ordonné toutes les données par ordre croissant de la distance entre la station au sol et le point d'estimation du radar satellitaire (ou au sol). L'idée est de représenter l'indice de coïncidence cumulé en fonction de la distance entre les stations pluviométriques et les points d'estimation du radar TRMM (tableau 6b) ou du radar au sol WSR-88D.

**Tableau 6a** : Attribution des indices de coïncidence en fonction de la mesure au sol et de l'estimation radar de la pluie

| Mesure au sol (mm/hr) | Estimation du radar (mm/hr) | Distance entre le point d'estimation du radar et la mesure au sol (km) | Indice attribué | Somme des indices |
|---|---|---|---|---|
| 0,4 | 2,6 | 0,14 | 1 | 1 |
| 0,2 | 0 | 0,192 | 0 | 1 |
| 0,12 | 5,2 | 0,193 | 1 | 2 |
| 0,12 | 3,8 | 0,194 | 1 | 3 |

**Tableau 6b :** Exemple d'un fichier de données après mise en format matriciel, coordination spatio-temporelle et, attribution des indices

| Année | mois | jour | h.sol | Min.sol | Lat.sol | lon.sol | val.sol | h.sat | Min.sat | lat.sat | lon.sat | val.sat | dist. | ind. | Ind.cum |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2003 | 5 | 26 | 10 | 0 | 30.5 | 99.73 | 0.40 | 9 | 1 | 30.5 | 99.73 | 2.6 | 0.14 | 1 | 1 |
| 2004 | 1 | 15 | 10 | 30 | 30.67 | 100.97 | 0.20 | 10 | 20 | 30.67 | 100.96 | 0 | 0.192 | 0 | 1 |
| 2000 | 10 | 8 | 19 | 30 | 29.81 | 102.15 | 0.12 | 18 | 42 | 29.81 | 102.15 | 5.2 | 0.193 | 1 | 2 |
| 2004 | 3 | 15 | 4 | 30 | 29.57 | 99.25 | 0.12 | 3 | 55 | 29.57 | 99.24 | 3.8 | 0.194 | 1 | 3 |

h.sol : heure de la mesure prise par la station pluviométrique

min.sol : minute de la mesure prise par la station pluviométrique

lat.sol : latitude de la station pluviométrique [°N]

lon.sol : longitude de la station pluviométrique [°W]

val.sol : Valeur de la pluviométrie mesurée au sol [mm/hr]

h.sat : heure de l'estimation de l'intensité de pluie par le radar TRMM

min.sat : minute de l'estimation de l'intensité de pluie par le radar TRMM

lat.sat : latitude du point d'estimation de l'intensité de pluie par le radar TRMM [°N]

lon.sat : longitude du point d'estimation de l'intensité de pluie par le radar TRMM [°W]

val.sat : valeur de l'intensité de pluie estimée par le radar TRMM [mm/hr]

dist.: distance entre le point de l'estimation du radar TRMM et la station pluviométrique [km]

ind.: indice

ind.cum: Somme cumulée des indices.

### 3.3.4.2. Expression théorique de l'indice de coïncidence cumulé

Étant donnée la différence entre les échelles spatiale et temporelle d'acquisition des données radar (satellitaire ou au sol) et celles des pluviomètres, la méthode conventionnelle de validation des données peut être biaisée. Dans ce travail, une nouvelle méthode de validation, autre que la comparaison directe entre les intensités de pluie estimées par les capteurs radars (TRMM et au sol) et les pluviométries fournies par les instruments de mesure au sol, est appliquée. Elle consiste à vérifier si les différences entre les estimations radar et les mesures au sol sont compatibles avec la variabilité intrinsèque du champ de pluie. Cette compatibilité représente la condition essentielle pour la validation des estimations radar.

Pour appliquer cette méthode, un indice de coïncidence cumulative (ICC) a été déterminé selon l'expression théorique (38a). Cet indice correspond au cumul de la fraction des cas où le radar (satellitaire ou au sol) et les stations au sol indiquent simultanément une pluie non nulle.

$$\mathrm{ICC(D)} \propto \int_0^D f_\Lambda(\delta) P_C(\delta) d\delta \qquad (38a)$$

Où

$f_\Lambda$ est la fonction de densité de probabilité (f.d.p) des distances entre les points de mesure,

$P_C(\delta)$ est la probabilité d'un indice de coïncidence non nul à une distance $\delta$,

D est la distance entre la station et le centre du pixel radar.

Plusieurs travaux ont montré que les champs de pluie ont une dimension fractale (Lovejoy *et al.*, 1987; Hentschel et Procaccia, 1983 ; Gingras, 2000 ; Diatezua, 2007). Dans ces conditions $P_C(\delta) \propto \delta^{-r}$.

Sous l'hypothèse d'une faible distance $\delta$, $f_\Lambda(\delta) = \delta$ et en considérant des champs de pluie à dimension fractale.

$$\mathrm{ICC(D)} \propto \int_0^D \delta^{-r} \delta \, d\delta = \int_0^D \delta^{1-r} d\delta \propto D^{2-r} \qquad (38b)$$

Où

r est une constante qui dépend de la probabilité des évènements pluvieux.

Si nous considérons, une cascade 2-dimensionelle monofractale à b branches, avec une probabilité P d'avoir une branche non nulle, nous aurons :

$$\dim = 2 \log_b (P\, b) = 2 + 2 \log_b (P) \quad (39)$$

(Gingras, 2000)

Vu que $P_c(\delta) \propto P^{\log_b(\delta)} = \delta^{\log_b(P)}$ (40a)

(Diatezua, 2007)

Et, que $P_C(\delta) \propto \delta^{-r}$ pour des champs de pluie à dimension fractale (40b)

Avec les équations 39 et 40, nous arrivons à la conclusion que

$$-r = \log_b (P) = \frac{\dim}{2} - 1 \quad (41)$$

$$\text{D'où } \dim = 2 - 2r = 2(2-r) - 2 \quad (42)$$

D'après l'équation (38b), (2-r) correspond à la pente de la tangente de la courbe de l'indice de coïncidence cumulé en fonction de la distance entre la station pluviométrique et les points d'estimation du radar.
dim est la dimension fractale qui doit être strictement inférieure à 2 vu que les points d'estimation de la pluie sont répartis sur une surface.

L'approche décrite est utilisée aussi bien pour la validation des données TRMM que pour celle des données du radar au sol. Pour la validation des données du radar au sol, les mesures pluviométriques de la station Santa Cecilia [28,39 N – 101,21 W] et les données des 121 pixels du radar au sol entourant cette station ont été considérées.
Aussi, nous avons considéré les mesures de la station pluviométrique de Santa Cecilia puisque ses données présentent le meilleur coefficient de corrélation avec les données du radar au sol (tableau 7).

### 3.3.5. Validation hydrologique

Elle est effectuée en utilisant les estimations du radar WSR-88D comme entrée du modèle hydrologique CEQUEAU pour simuler le débit à l'exutoire du bassin versant de Rio Escondido. Les estimations de TRMM-PR n'ont pas été utilisées pour la validation

des données hydrologiques vu qu'elles présente un trop faible coefficient de corrélation avec les mesures au sol et qu'il a été démontré qu'elles ne sont pas compatibles avec un champ de pluie monofractal.

Pour cette étude, la calibration du modèle CEQUEAU a été faite par le CIRA.

Afin de quantifier la précision des résultats de simulation du modèle CEQUEAU, nous avons utilisé le coefficient de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970)

$$\text{Coefficient de Nash} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{N} (Q_t - Q'_t)^2}{\sum_{t=1}^{N} (Q_t - \overline{Q})^2} \qquad (43)$$

Où :

t : le moment où le débit est mesuré ou simulé,

Q : le débit mesuré

$\overline{Q}$ : la moyenne des débits mesurés

Q' : le débit simulé.

Le coefficient de Nash varie de $-\infty$ à 1. Lorsque les débits simulés sont identiques aux débits observés, il est égal à 1, cela correspond à une simulation parfaite. Il décroît au fur et à mesure que la différence entre les deux valeurs est grande.

## 4. Présentation des résultats

### 4.1. Résultats de la validation statistique-régressions

#### 4.1.1. Régressions TRMM / Données au sol (CNA, NOAA)

La figure 20a présente les estimations du radar météorologique de TRMM en fonction des pluviométries fournies par les stations pluviométriques horaires de la NOAA (annexe 3a et figure 15) et la figure 20b représente la moyenne des estimations de TRMM entourant une station pluviométrique.

Les coefficients de corrélation calculés pour les figures 20a et 20b sont de 0,35 et 0,41, respectivement.

La figure 21a présente les estimations du radar météorologique de TRMM en fonction des pluviométries fournies par les stations pluviométriques horaires du CNA (annexe 3b et figure 14) et la figure 21b représente la moyenne des estimations de TRMM entourant une station pluviométrique.

Les coefficients de corrélation calculés pour les figures 21a et 21b sont de 0,21 et 0,23, respectivement.

Les données TRMM considérées sont les pluies de surface d'intensité supérieure à 0,5 mm/hr.

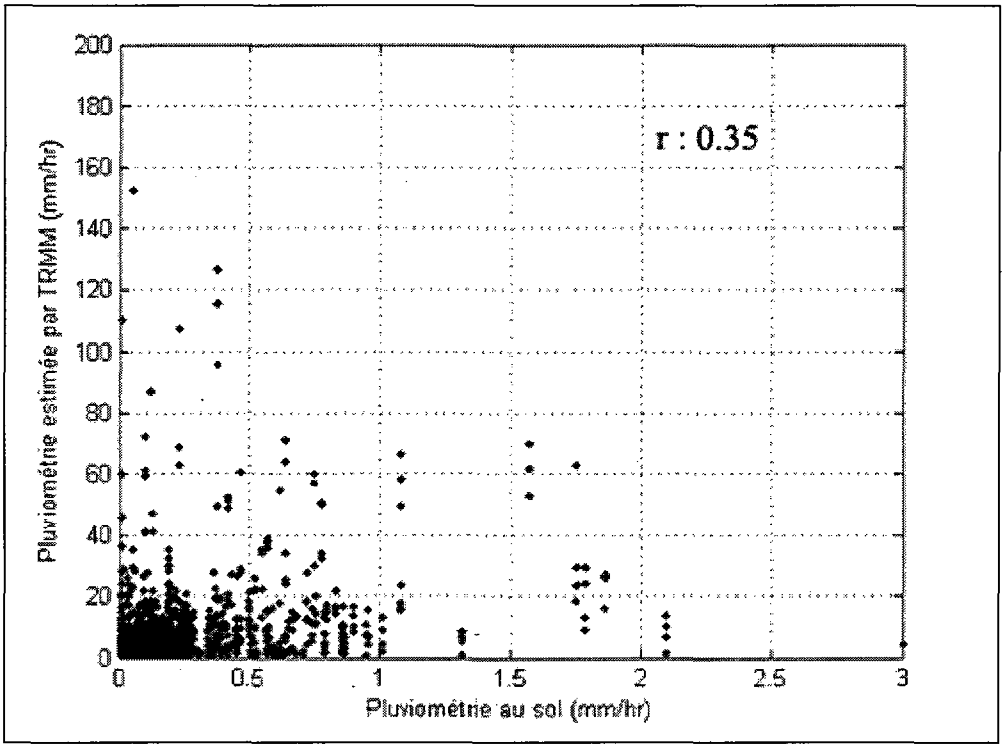



**Figure 20a** : Estimations du radar TRMM-PR en fonction des mesures des stations pluviométriques de la NOAA

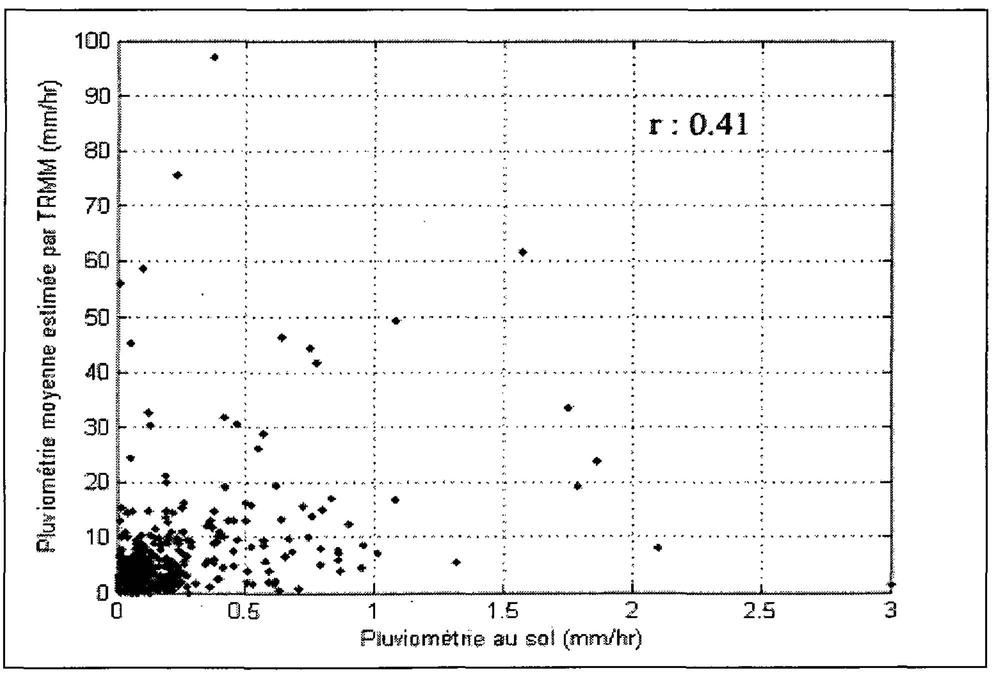



**Figure 20b** : Estimations moyennes du radar TRMM-PR en fonction des mesures des stations pluviométriques de la NOAA

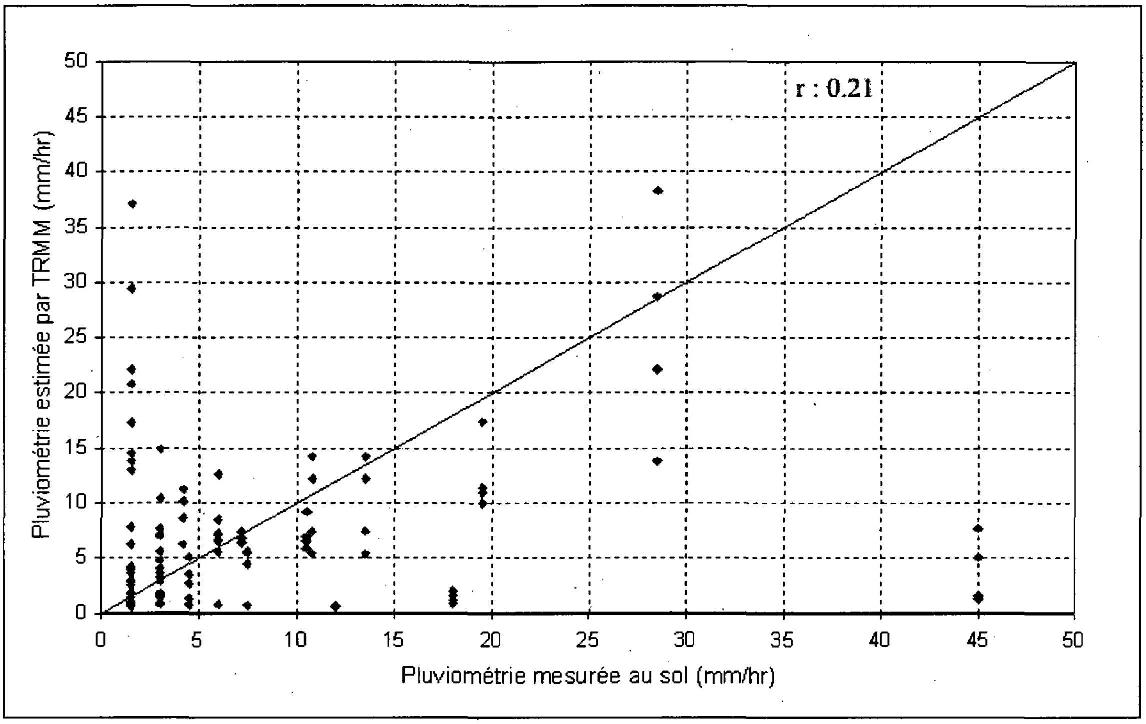



**Figure 21a** : Estimations du radar TRMM-PR en fonction des mesures des stations pluviométriques du CNA

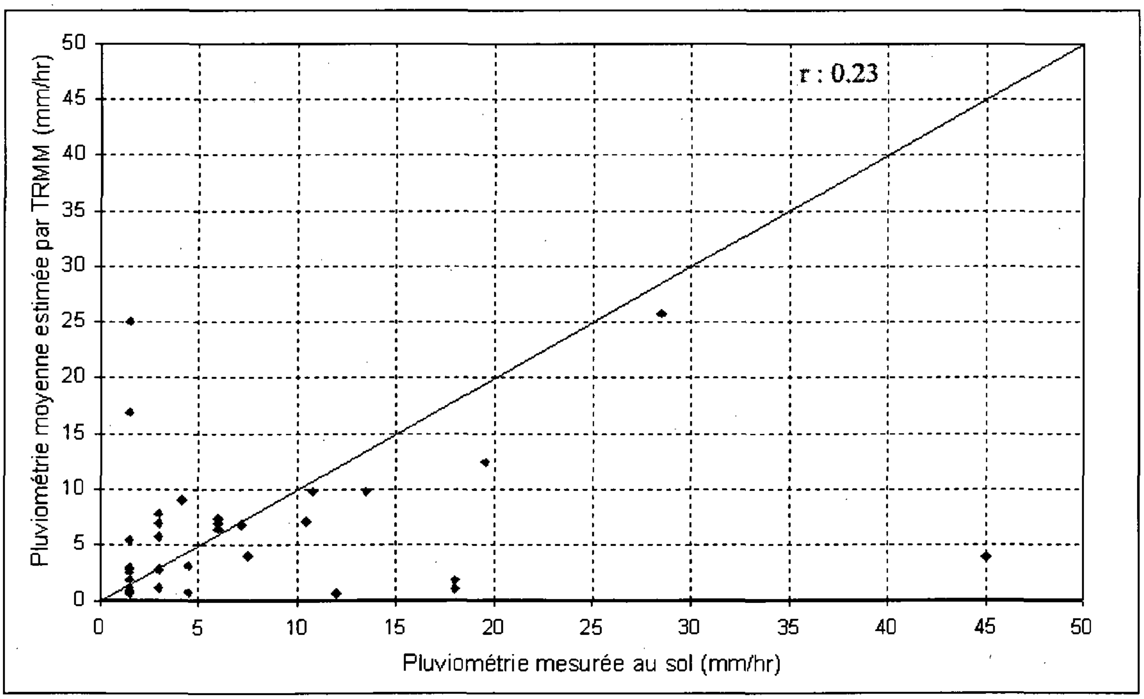



**Figure 21b** : Estimations moyennes du radar TRMM-PR en fonction des mesures des stations pluviométriques du CNA

### 4.1.2. Régressions WSR-88D / Données au sol (CNA)

Le tableau 7 montre les différents coefficients de corrélation entre les données des stations pluviométriques du CNA et les estimations du radar pluviométrique WSR-88D. Nous remarquons que les mesures de la station Santa Cecilia sont les seules à présenter un coefficient de corrélation supérieur à 0,5 avec les estimations radar. Pour cette raison, nous avons choisi cette station pour analyser l'effet de la distance sur la variation du coefficient de corrélation et pour utiliser une nouvelle méthode statistique de validation des estimations radar.

**Tableau 7** : Coefficients de corrélation entre les données des stations pluviométriques et le radar WSR-88D

| Station du CNA | Coefficient de corrélation (1) | Coefficient de corrélation (2) | Coefficient de corrélation (3) |
|---|---|---|---|
| Santa Cecilia | 0,88 | 0,53 | 0,84 |
| El Moral | 0,01 | 0,18 | -0,07 |
| Rio Escondido | 0,01 | 0,14 | -0,11 |
| La Fragua | 0,03 | 0,22 | -0,03 |
| Piedras Negras | 0,02 | 0,05 | -0,03 |

(1) : Coefficient de corrélation en considérant toutes les données.

(2) : Coefficient de corrélation (pluie, non pluie) calculé dans la sous section 3. 3. 3

(3) : Coefficient de corrélation en considération les valeurs strictement positives dans le cas du radar et du pluviomètre

La forte corrélation entre les mesures de la station Santa Cecilia et le radar WSR-88D peut être expliquée par la continuité de l'enregistrement des données au niveau de la station pluviométrique.

### 4.1.3. Régressions TRMM / WSR-88D

La figure 22 présente les précipitations estimées par le radar météorologique de TRMM en fonction de celles fournies par le radar au sol WSR-88D et ceci pour la période allant de janvier 2002 à décembre 2004. Le coefficient de corrélation obtenu entre les deux types de données est de 0,35.

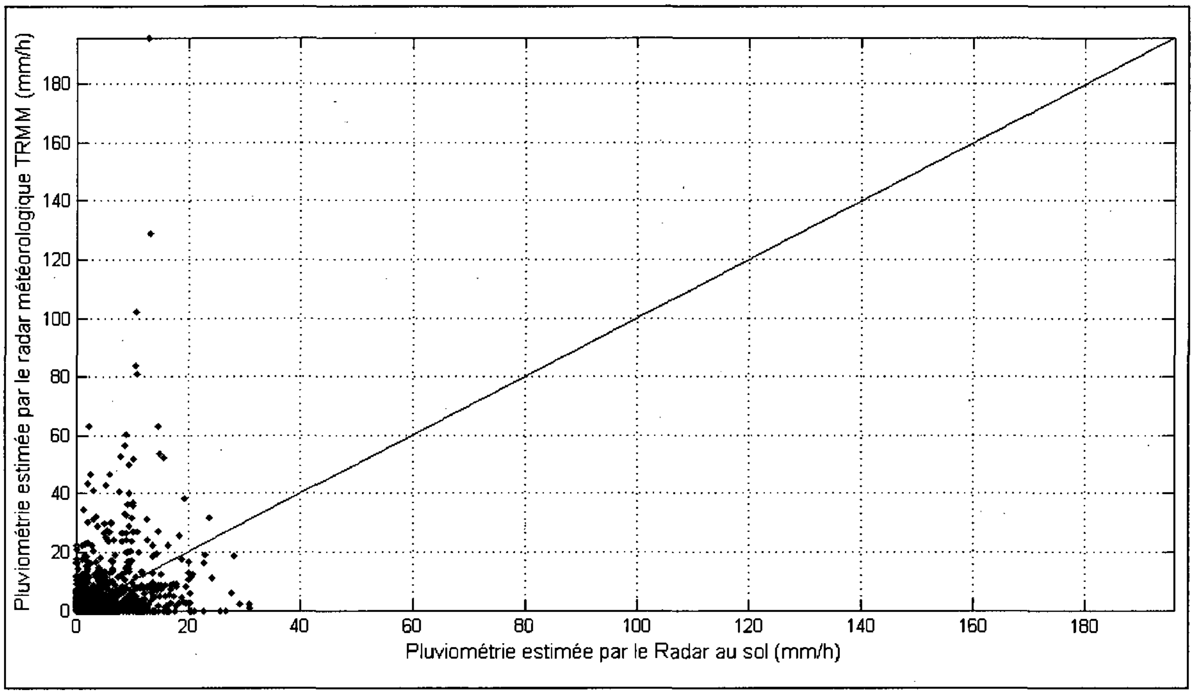



**Figure 22** : Précipitations estimées par le radar TRMM-PR en fonction de celles fournies par le radar au sol WSR-88D

### 4.1.4. Coefficient de corrélation (pluie/non pluie) WSR-88D / Station Santa Cecilia

Dans les figures 23a et 23b le coefficient de corrélation (pluie/non pluie) est présenté en fonction de la distance entre la station et le centre de chaque pixel en utilisant un ajustement linéaire et un ajustement de type loi de puissance, respectivement. Le but de ces deux ajustements est d'analyser la fiabilité de l'utilisation de cette méthode pour la validation des estimations radar. Ainsi, nous remarquons que pour une variation de 10% du coefficient de détermination, l'exposant à estimer peut varier de 800% (figures 23a et 23b), cela montre que l'utilisation de cette méthode ne peut être considérée pour la validation des estimations radar.

Les figures 23c et 23d représentent la variation du coefficient de corrélation (pluie/non pluie) moyen en fonction de la distance entre la station Santa Cecilia et le centre de chaque pixel radar. Elles montrent, également, que pour une variation du coefficient de détermination d'environ 1%, l'exposant à estimer peut varier de 300%.

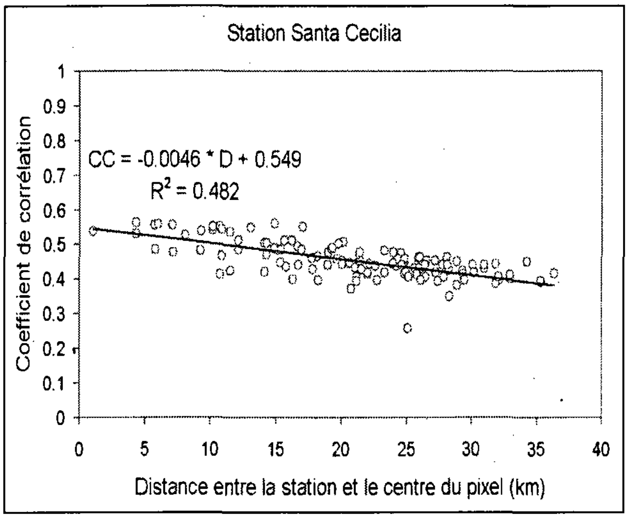



**Figure 23a** : Variation du coefficient de corrélation en fonction de la distance (Ajustement linéaire)

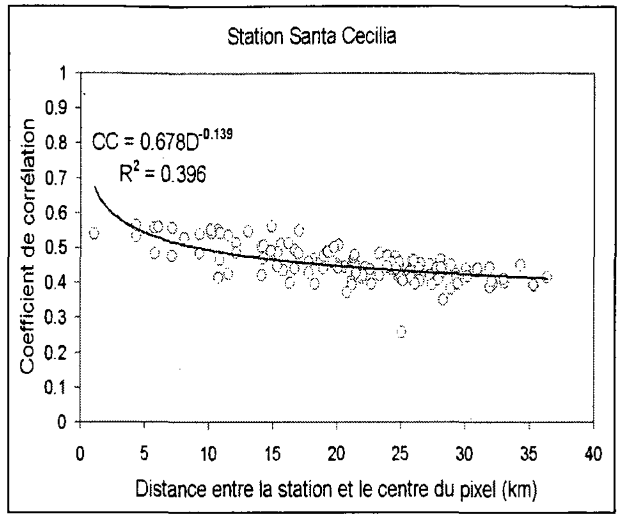



**Figure 23b** : Variation du coefficient de corrélation en fonction de la distance (Ajustement type loi de puissance)

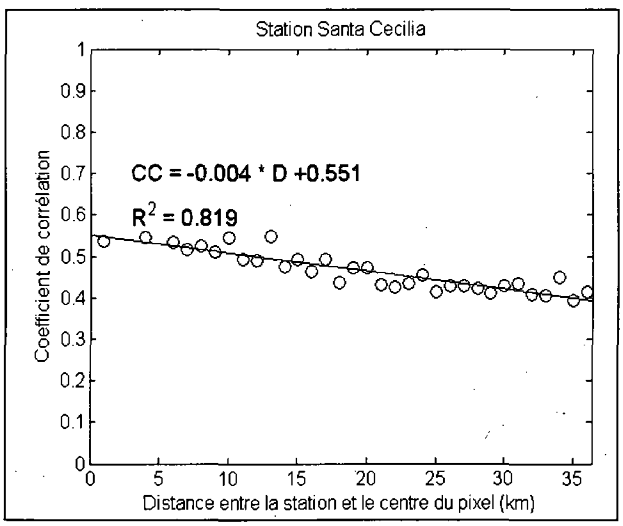



**Figure 23c** : Variation du coefficient de corrélation moyen en fonction de la distance (Ajustement linéaire)

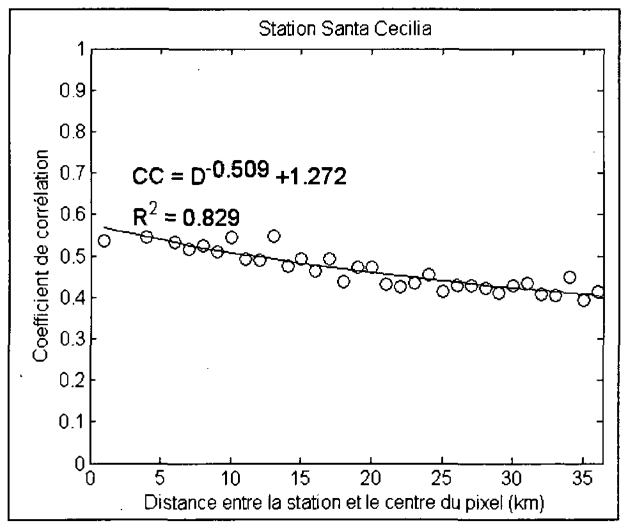



**Figure 23d** : Variation du coefficient de corrélation moyen en fonction de la distance (Ajustement type loi de puissance)

## 4.2. Résultats de la validation stochastique – Indice de coïncidence cumulé

### 4.2.1. Résultats pour le radar TRMM

Les figures 24 et 25 présentent l'indice de coïncidence cumulé en fonction de la distance entre les estimations du radar TRMM et les stations pluviométriques de la NOAA et celles du CNA, respectivement.

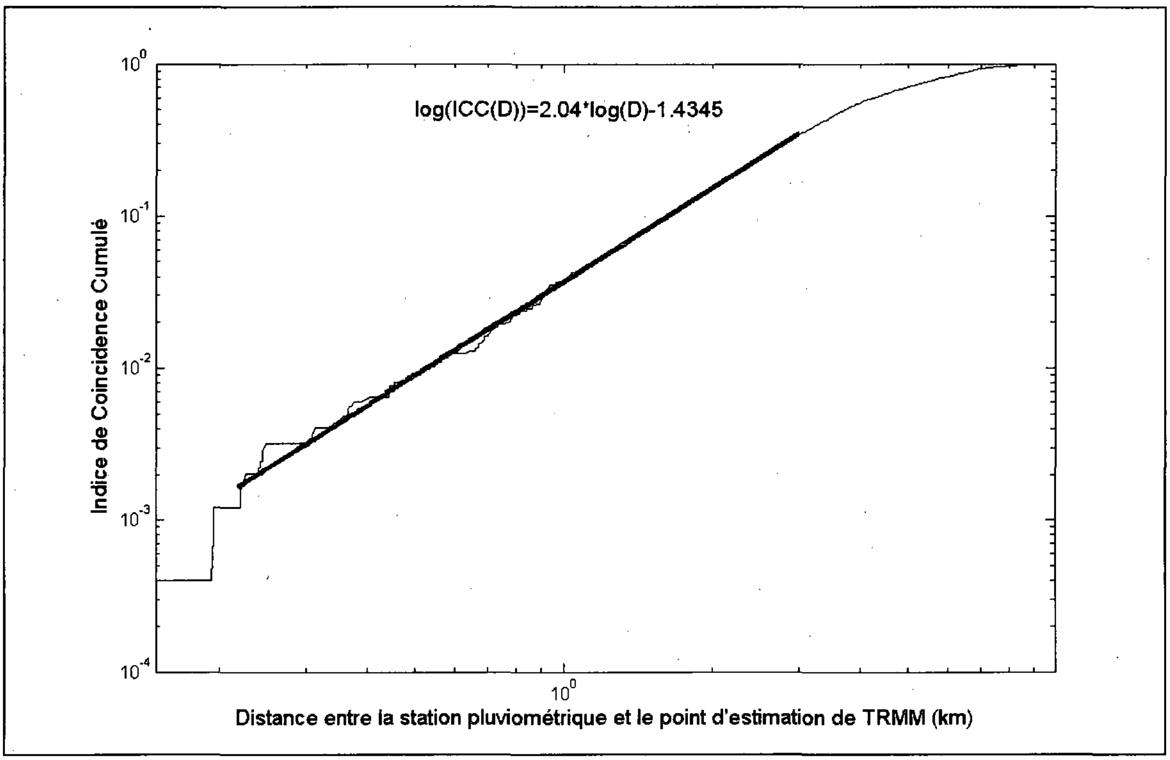



**Figure 24** : Indice de coïncidence cumulé en fonction de la distance entre les stations pluviométriques de la NOAA et les points d'estimation du radar TRMM-PR

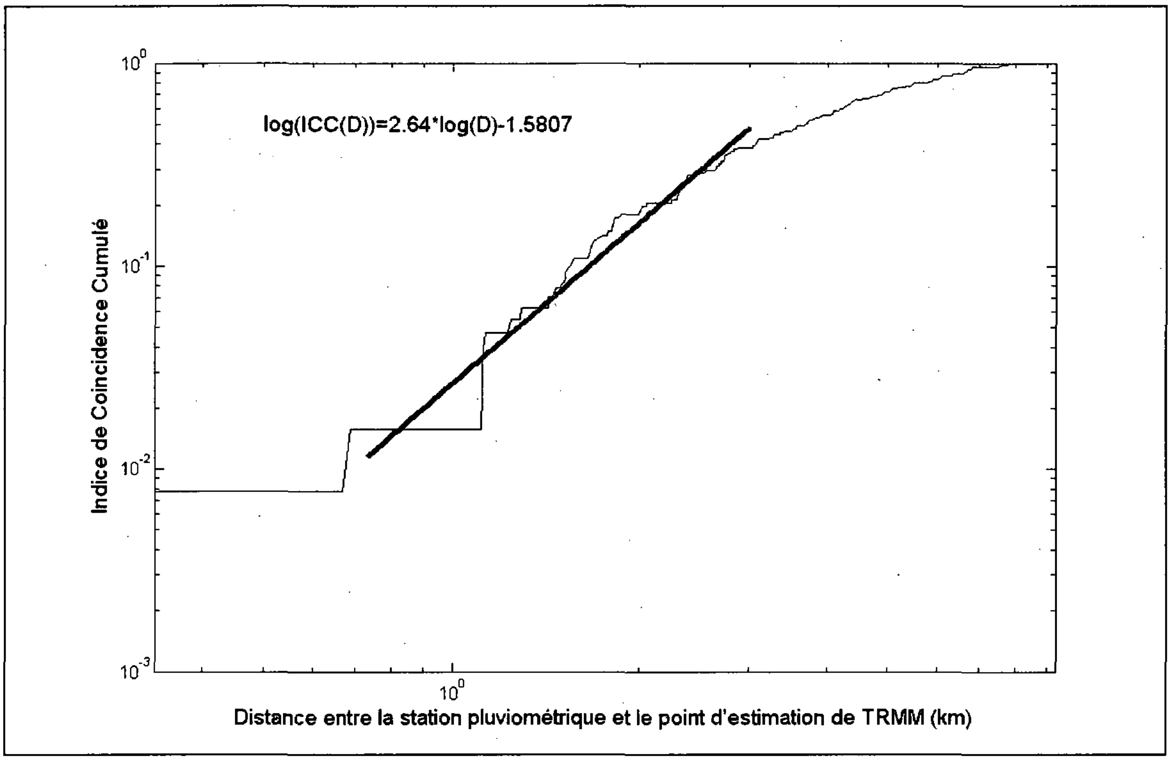



**Figure 25** : Indice de coïncidence cumulé en fonction de la distance entre les stations pluviométriques du CNA et les points d'estimation du radar TRMM-PR

Les courbes en trait fin sur les figures 24 et 25 représentent l'indice de coïncidence cumulé en fonction de la distance entre les stations pluviométriques et les points d'estimation du radar TRMM-PR, elles ont été obtenues à partir des données du format matriciel représenté par le tableau 6b.

Les courbes en gras de la figure 24 et 25 sont respectivement d'équation :

$$\log(ICC(D)) = 2{,}04 \times \log(D) - 1{,}4345 \quad (44a)$$

$$\log(ICC(D)) = 2{,}64 \times \log(D) - 1{,}5807 \quad (44b)$$

Elles ont été obtenues, par ajustement de la tangente de 0,2 à 3 km pour la figure 24 et de 0,7 à 3 km dans le cas de la figure 25.

### 4.2.2. Résultats pour le radar au sol WSR-88D

La figure 26 présente l'indice de coïncidence cumulé en fonction de la distance entre la station pluviométrique Santa Cecilia du CNA et les 121 pixels du radar au sol l'entourant.

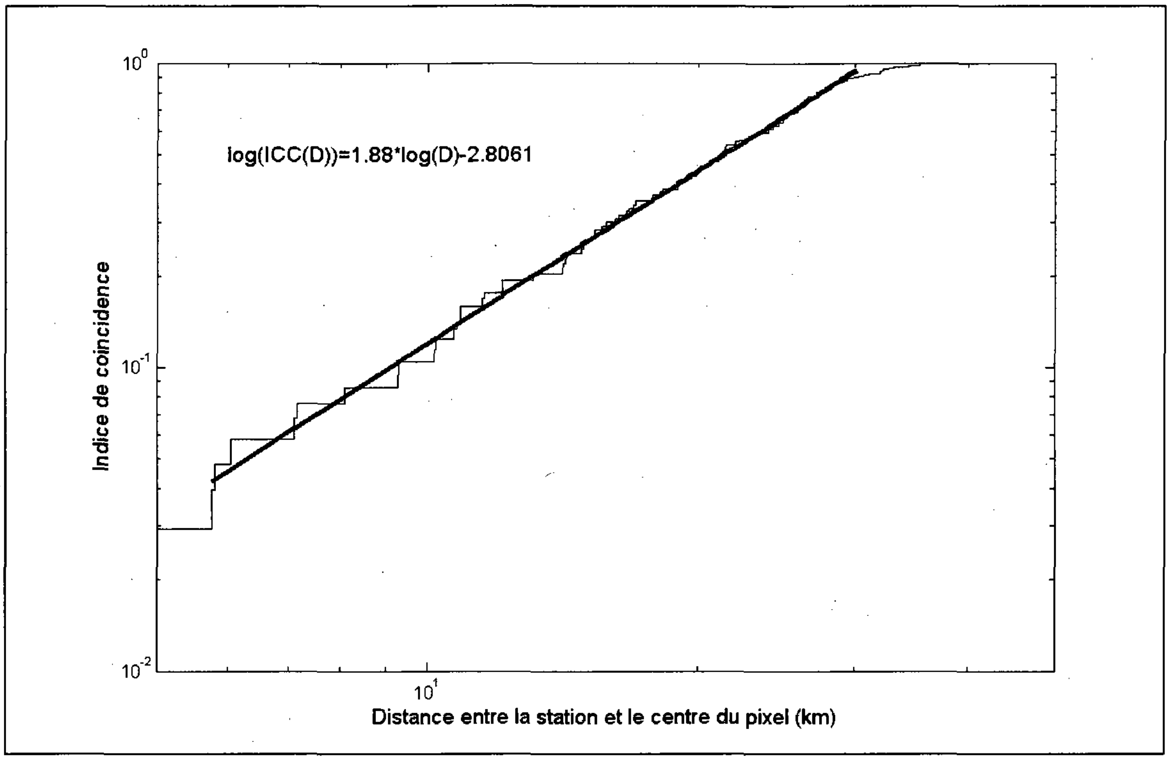



**Figure 26** : Indice de coïncidence cumulé en fonction de la distance entre la station Santa Cecilia du CNA et les centres des pixels du radar au sol

La courbe en gras de la figure 26 d'équation :

$$\log(ICC(D)) = 1{,}88 \times \log(D) - 2{,}8061 \qquad (45)$$

Elle a été obtenue par ajustement de la tangente de 2 à 12 km.

### 4.3. Résultats de la simulation hydrologique

Les figures 27a, 27b et 27c montrent une comparaison entre les débits observés à la station hydrométrique de Villa de Fuentes et les débits simulés au niveau de l'exutoire du bassin versant de Rio Escondido durant les années 2002, 2003 et 2004, respectivement.

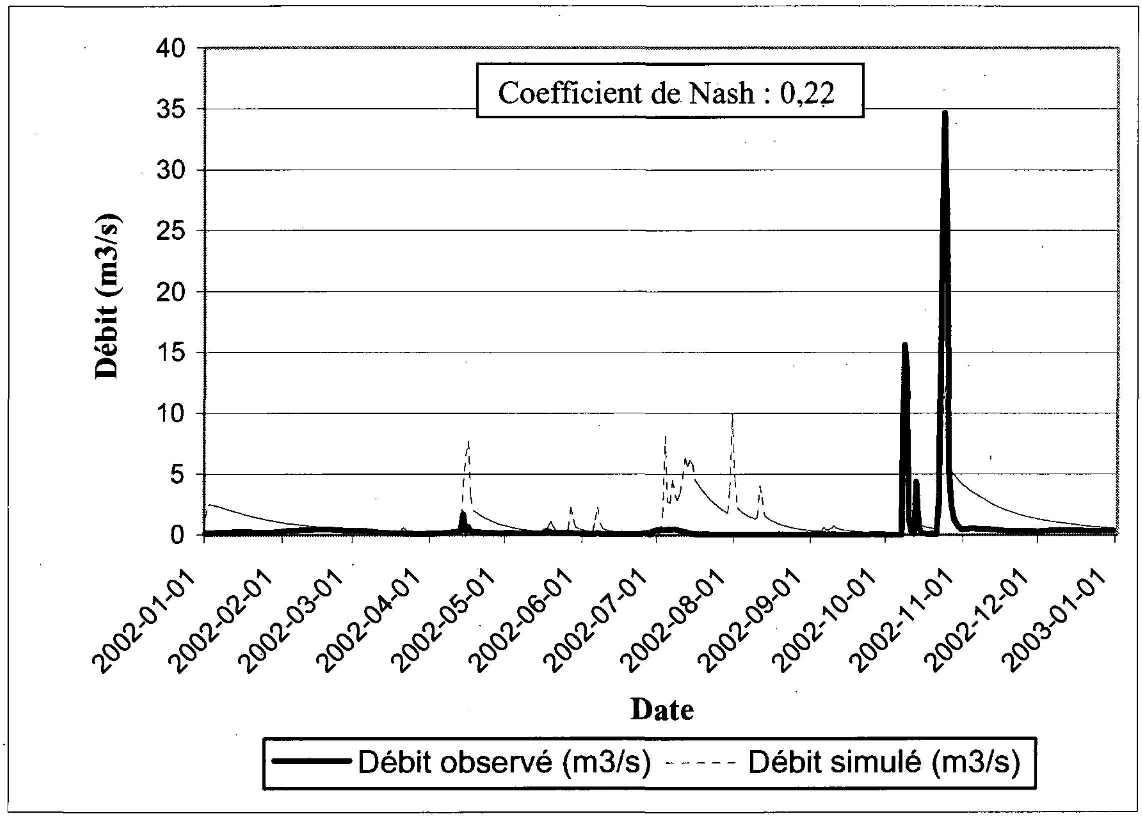



**Figure 27a** : Débit observé et débit simulé au niveau de la station de Villa de Fuentes située à l'exutoire du bassin de Rio Escondido (2002)

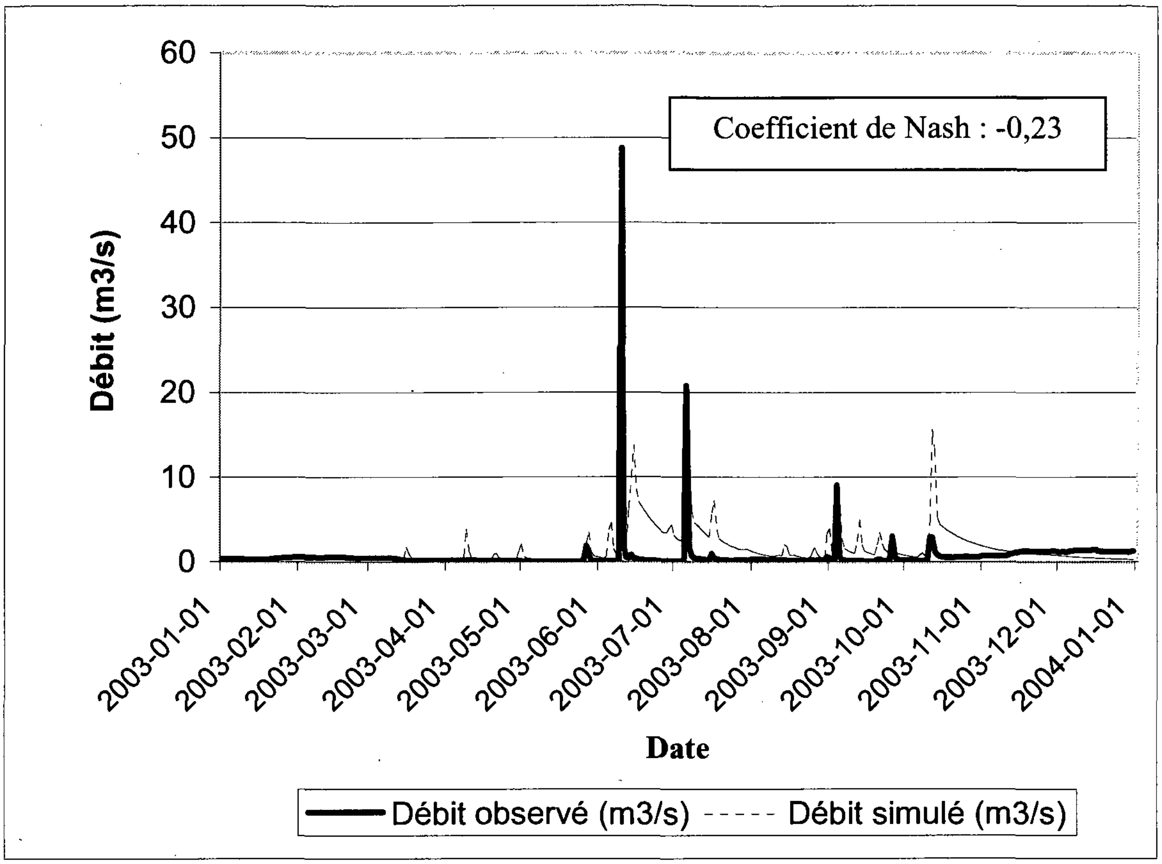



**Figure 27b** : Débit observé et débit simulé au niveau de la station de Villa de Fuentes située à l'exutoire du bassin de Rio Escondido (2003)

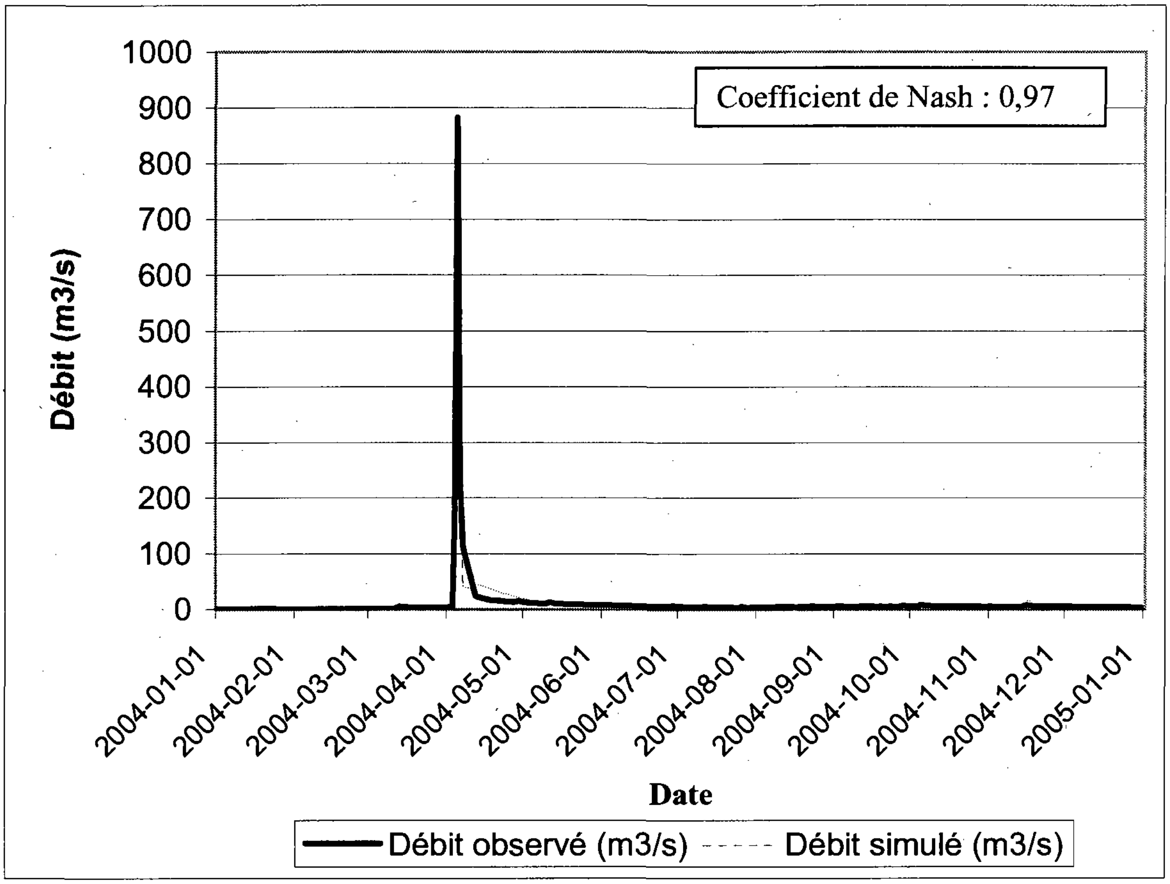



**Figure 27c** : Débit observé et débit simulé au niveau de la station de Villa de Fuentes située à l'exutoire du bassin de Rio Escondido (2004)

Les figures 28a, 28b et 28c montrent une comparaison entre les débits observés à la station hydrométrique de Villa de Fuentes et les débits simulés au niveau de l'exutoire du bassin versant de Rio Escondido durant les mois d'octobre 2002, 2003 et 2004, respectivement.

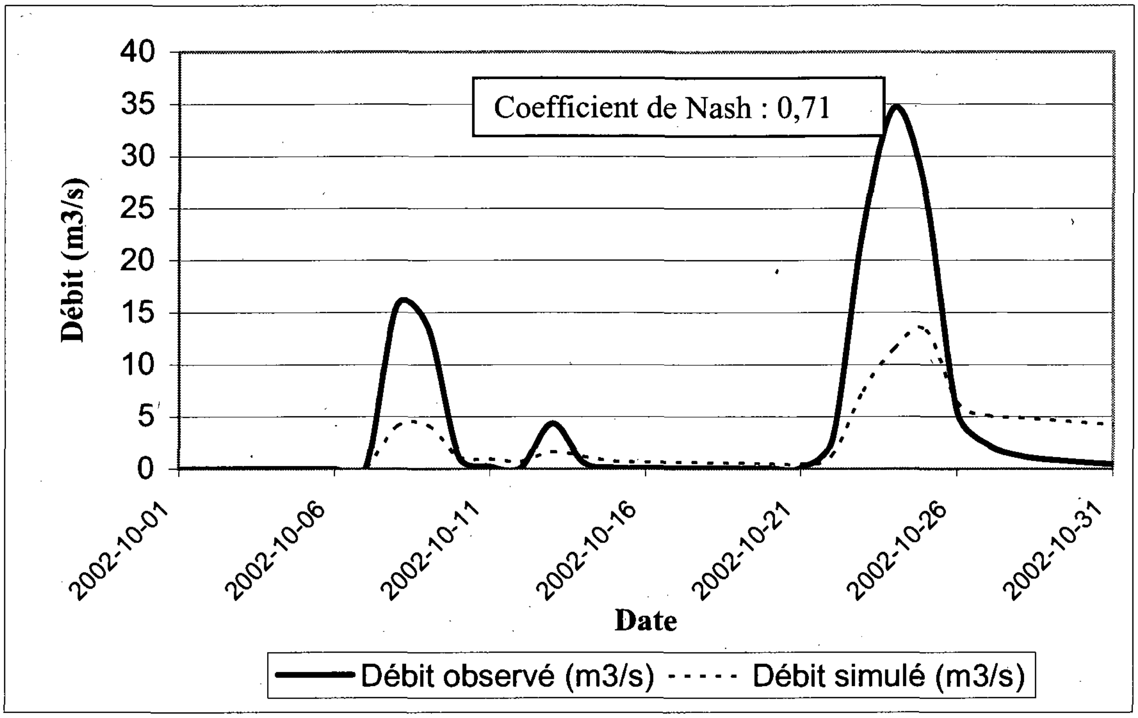



**Figure 28a** : Débit observé et débit simulé au niveau de la station de Villa de Fuentes située à l'exutoire du bassin de Rio Escondido (octobre 2002)

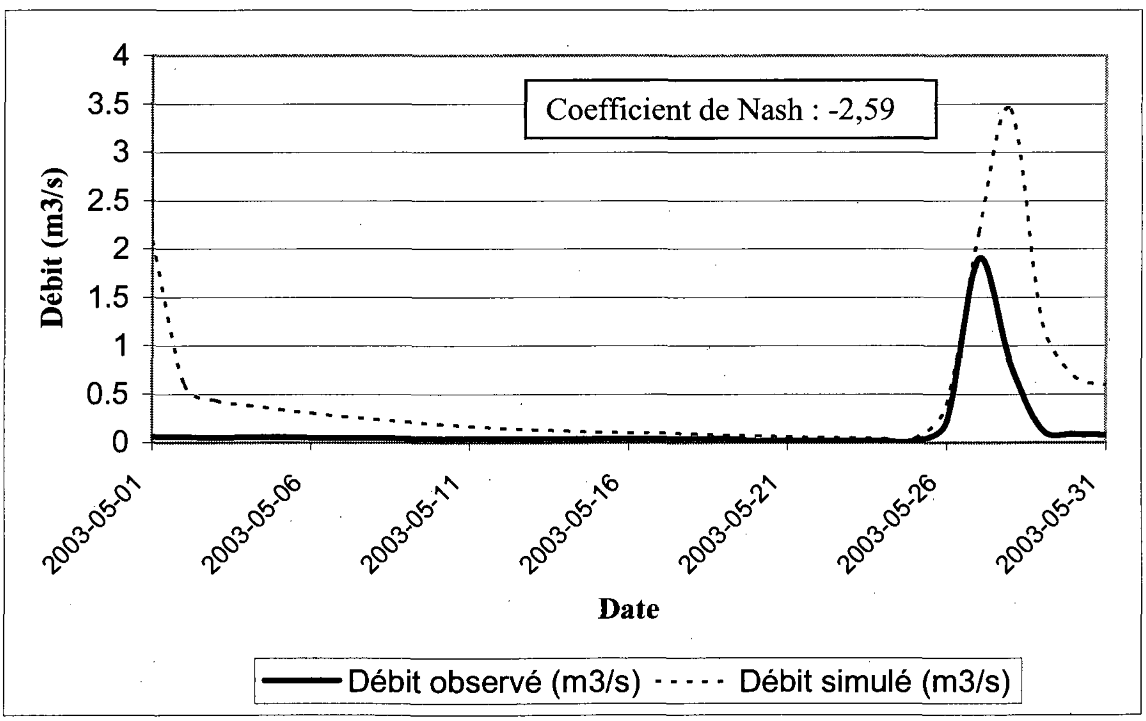



**Figure 28b** : Débit observé et débit simulé au niveau de la station de Villa de Fuentes située à l'exutoire du bassin de Rio Escondido (mai 2003)

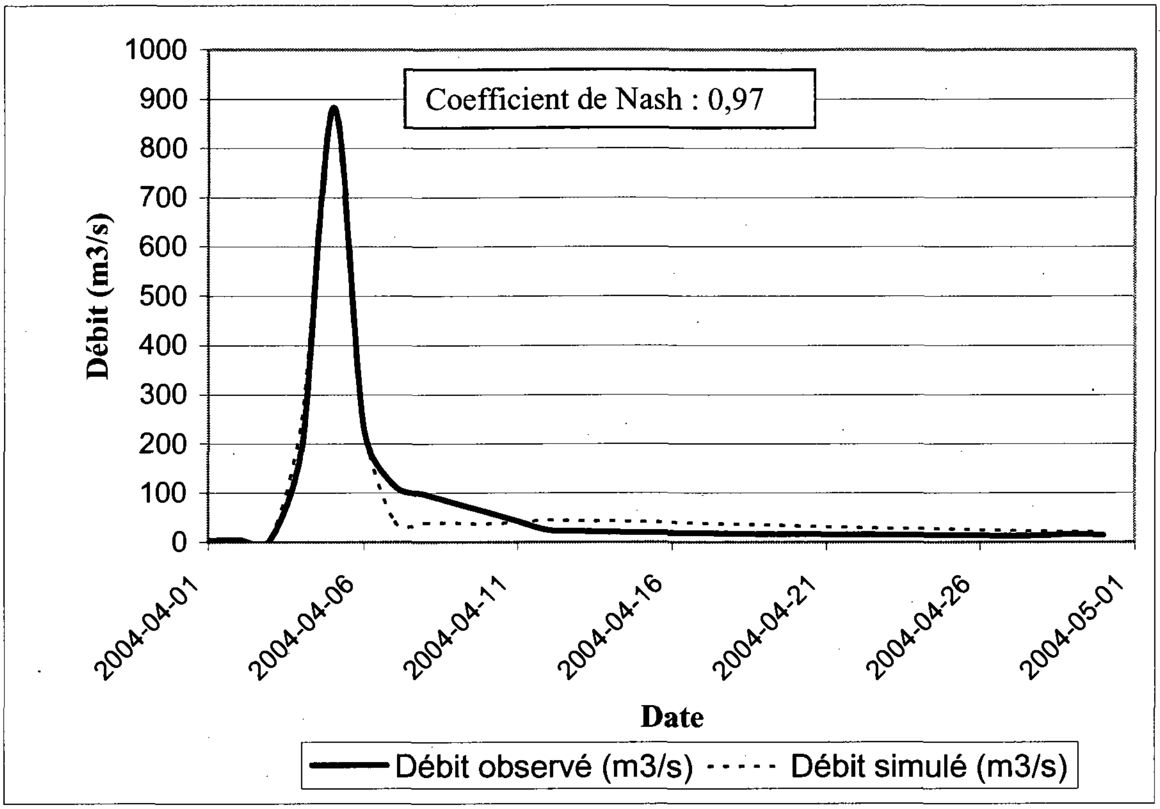



**Figure 28c** : Débit observé et débit simulé au niveau de la station de Villa de Fuentes située à l'exutoire du bassin de Rio Escondido (avril 2004)

## 5. Interprétation des résultats et discussion

### 5.1. Résultats de la validation statistique-régressions

#### 5.1.1. Résultats des régressions TRMM / Données au sol (CNA, NOAA)

Les figures 20a, 20b, 21a et 21b montrent que la corrélation entre les pluies de surface estimées par TRMM et les mesures de pluviométrie au sol (stations NOAA et stations CNA) est très faible. Les coefficients de corrélation calculés ne dépassent pas 0,41. Toutefois, on note que les coefficients de corrélation sont légèrement supérieurs dans le cas des stations de la NOAA. Ceci peut être dû au fait que les mesures de la pluviométrie sont horaires pour les stations de la NOAA et fournies à chaque 10 minutes pour celles du CNA.

La faible corrélation entre les données du radar météorologique de TRMM et les mesures au sol peut être due à la définition de l'intensité de pluie à partir de la valeur de la réflectivité (Amitai 2000, Nesbitt *et al.* 2004, Ulbrich et Atlas, 2002). En effet, la relation Z-R dépend fortement de la variabilité des caractéristiques des particules de pluies (taille, densité, etc.), du type de pluie (Nesbitt *et al.*, 2004, Brandes *et al.*, 2006), et des corrections apportées à l'atténuation du signal par les particules atmosphériques (Nesbitt *et al.*, 2004).

Toutefois, les valeurs des coefficients de corrélation entre les pluviométries estimées par le radar TRMM et celles mesurées au sol (figures 20-21) demeurent faibles par rapport aux travaux antérieurs visant la validation des données du radar TRMM à partir des mesures de stations pluviométriques (Wolff *et al.*, 2005) ou des estimations de radars au sol (Schumacher et Houze, 2000, Anagnostou *et al.*, 2001).

### 5.1.2. Résultats des régressions WSR-88D / Données au sol (CNA)

Le tableau 7 montre l'absence de corrélation entre les données de la plupart des stations pluviométriques du CNA considérées et les estimations du radar pluviométrique WSR-88D. En effet, les coefficients de corrélation calculés pour les stations El moral, Rio Escondido, La Fragua et Piedras Negras ne dépassent pas 0,03.

Les données de la station Santa Cecilia sont les seules à présenter un coefficient de corrélation proche de 1.

Les coefficients de corrélation calculés considérant uniquement l'absence ou la présence d'évènements pluvieux (coefficient de corrélation (pluie, non pluie)) sont nettement plus élevés que ceux considérant les valeurs enregistrées de la pluviométrie (tableau 7). Toutefois, les données de la station Santa Cecilia sont les seules à présenter un coefficient de corrélation (pluie, non pluie) supérieur à 0,5 avec les estimations radar.

Les coefficients de corrélation calculés considérant uniquement les valeurs strictement positives dans le cas du radar et du pluviomètre sont comparables (en valeur absolue) à ceux calculés en considérant toutes les données (tableau 7).

### 5.1.3. Résultats des régressions TRMM / WSR-88D

La figure 22 montre une faible corrélation (coefficient de corrélation de 0,35) entre les précipitations estimées par le radar météorologique de TRMM et celles fournies par le radar au sol WSR-88D. On note aussi une surestimation des faibles intensités de pluie (<20 mm/hr) par le radar météorologique de TRMM.

### 5.1.4. Résultats du coefficient de corrélation (pluie/non pluie) WSR-88D / Station Santa Cecilia

Les figures 23a, 23b, 23c et 23d montrent que le coefficient de corrélation (pluie/non pluie) diminue avec la distance entre les centres des pixels du radar au sol et la station pluviométrique Santa Cecilia. Aussi, le coefficient de détermination observé est similaire (0,82 et 0,83) pour l'ajustement linéaire et l'ajustement type loi de puissance (figures 23c et 23d). Par contre, l'exposant de l'équation d'ajustement du coefficient de corrélation en fonction de la distance est +1 et -0,51, pour l'ajustement linéaire et l'ajustement type loi de puissance, respectivement. Ceci montre que le coefficient de corrélation ne peut pas constituer un outil statistique précis pour la validation des données radar et que l'exposant de la fonction de la variation de ce coefficient en fonction de la distance ne peut pas être utilisé pour caractériser le champ de pluie. Ces conclusions nous ont mené à utiliser l'indice de coïncidence cumulé.

## 5.2. Résultats de la validation stochastique

Le faible coefficient de corrélation obtenu entre les estimations des radars météorologiques (TRMM et WSR-88D) et les mesures au sol (figures 20-21, Tableau 7) nous a emmenés à appliquer une nouvelle méthode de validation des données pluviométriques estimées. Celle-ci est basée sur l'analyse de la structure du champ de pluie à différentes échelles, en représentant l'indice de coïncidence cumulé en fonction de la distance entre la station pluviométrique et le point d'estimation de TRMM (figures 24-25).

### 5.2.1. Résultats issus des données TRMM

En considérant les équations 38 et 42, la dimension fractale déduite à partir des figures 24-25 est supérieure à 2, cela ne peut pas être compatible avec un champ de pluie

monofractal (Shertzer *et al.*, 2006) vu que la pluie est répartie sur une surface et sa dimension fractale doit donc être strictement inférieure à 2. Ceci implique que le champ de pluie défini par les estimations de TRMM ne présente pas les mêmes caractéristiques spatiales que celui des mesures fournies par les pluviomètres de la NOAA et du CNA. C'est-à-dire que le degré d'irrégularité observé dans le champ de pluie à l'échelle du satellite n'est pas le même que celui observé à l'échelle des pluviomètres.

À partir de la faible corrélation entre les données TRMM et les pluviométries au sol et de l'absence de similarité entre ces deux types de données nous concluons que les données TRMM ne sont pas assez précises pour être utilisées comme entrées d'un modèle hydrologique.

### 5.2.2. Résultats issus des données du radar au sol WSR-88D

En considérant les équations 38 et 42, la dimension fractale déduite de la figure 26 est de 1,76. Ce résultat concorde avec plusieurs travaux (Lovejoy *et al.*, 1987, Lovejoy et Shertzer, 1990) sur les processus à caractère fractal. De ce fait, nous montrons que les différences d'estimation entre le radar et la station pluviométrique sont compatibles avec un comportement d'échelle fractal et que les estimations du radar au sol traduisent la variabilité intrinsèque du champ de pluie. Toutefois, en termes de validation des données du radar au sol, ce résultat est suffisant pour justifier l'utilisation de ces données radar au sol pour la simulation hydrologique.

## 5.3. Résultats de la simulation hydrologique

Il est important de mentionner l'absence de barrages sur la rivière Escondido et donc les variations des débits sont dues uniquement à des évènements pluvieux. Les simulations présentées dans ce travail, ont été obtenues en utilisant aussi les données des stations pluviométriques : El Moral, La Fragua, Piedras Negras et Rio Escondido. Toutefois, l'utilisation de ces données n'a aucun effet sur les coefficients de Nash calculés vu qu'elles ne représentent qu'une infime partie des données pluviométriques utilisées à l'entrée du modèle.

Une bonne simulation se rapprochant du débit observé à la station hydrométrique de Villa de Fuentes est obtenue en 2004, avec un coefficient de Nash de 0,97. Ceci peut être dû à la présence d'un seul évènement pluvieux important, pendant toute l'année (en avril

2004), qui a généré le pic observé au mois d'avril 2004 mais aussi d'un débit de base stable et inférieur à $10m^3/s$ pendant les autres mois.

Les coefficients de Nash de 0,22 et -0,23 pour les années 2002 et 2003 respectivement peuvent être dus à la présence de plusieurs évènements pluvieux d'une faible intensité et donc d'un débit faible et très variable au cours de l'année, cela rend plus difficile l'obtention de simulations très proches de la réalité.

Les simulations du débit pendant les mois d'octobre 2002, mai 2003 et avril 2004 présentent respectivement des coefficients de Nash de 0,71, -2,59 et 0,97. Cela nous permet de conclure que les débits simulés peuvent être très proches de ceux observés dans le cas d'évènement pluvieux isolés et d'une intensité moyenne à grande (figure 28a et 28c).

D'un point de vue qualitatif, les variations temporelles des débits simulés suivent celles des observations à l'exutoire du bassin versant de Rio Escondido. Cela nous donne une bonne opinion quant à la validité des données radar utilisées pour la simulation du modèle CEQUEAU.

Aussi, les différences entre les débits simulés et ceux observés peuvent être dues à une calibration déficiente et non pas à la qualité des données d'entrée.

## 6. Conclusion et recommandations

Dans ce travail, la validation des pluies de surface estimées par le radar de TRMM et le radar au sol WSR-88D a été effectuée :

- En calculant le coefficient de corrélation entre les estimations issues de ces instruments et les mesures enregistrées au sol par les stations pluviométriques.

- En vérifiant la présence de la propriété d'invariance d'échelle sur les données pluviométriques vu l'importante différence d'échelle spatio-temporelle entre les mesures fournies par les radars météorologiques et celles fournies par les pluviomètres.

- En utilisant les données du radar au sol, déjà validées, comme entrée du modèle hydrologique CEQUEAU et en estimant à l'aide du coefficient de Nash la précision des débits simulés par le modèle.

Les méthodes de validation utilisées n'ont pas permis de démontrer la présence d'une corrélation entre les estimations du radar TRMM et les mesures de la pluviométrie fournies par le radar au sol ou les stations pluviométriques.

Les hypothèses sont en partie validées, les faibles corrélations obtenues entre les données TRMM et les mesures au sol peuvent être dues à l'échelle horaire considérée.
En effet, une plus grande échelle temporelle (journalière ou mensuelle) pourrait augmenter la corrélation entre les estimations du satellite et les mesures au sol (Arvor *et al.*, 2008).

Dans le cas des estimations fournies par le radar au sol, nous avons pu déduire une dimension fractale du champ de pluie inférieure à 2, cela constitue une condition essentielle pour la validation des données. De plus les simulations hydrologiques utilisant ces estimations radar au sol ont donné des résultats quantitatifs et qualitatifs satisfaisants pour 2004 et des résultats qualitatifs satisfaisants pour les années 2002-2004. Ces résultats permettent de conclure positivement sur la validité des données du radar au sol.

Aussi, si on admet que la faible corrélation entre les données TRMM-PR et celles des pluviomètres peut s'expliquer par une différence d'échelle spatiale, ce n'est pas le cas pour la faible corrélation observée entre les données TRMM-PR et celles du radar au sol. En effet, ces 2 capteurs radar ont la même résolution spatiale, mais l'un fonctionne en bande K (13,8 GHz) et l'autre en bande S (2,7 GHz). Pour une meilleure compréhension de la faible corrélation entre les données TRMM-PR et celles des pluviomètres, nous recommandons de remonter aux données TRMM-PR originales non corrigées de l'atténuation de la pluie, puis de les confronter aux données du radar au sol et aux données TRMM-PR corrigées. Ces dernières sont celles utilisées dans ce travail de recherche. Aussi, une étude plus approfondie des caractéristiques intrinsèques de la zone

d'étude pourrait expliquer la faible corrélation des estimations radar avec les mesures au sol.

De plus, des travaux futurs pourront se faire dans des zones moins arides dans le but d'avoir une plus grande fréquence des évènements pluvieux et une meilleure compréhension des résultats statistiques.

## 7. Références


Ahrens C. D. (2008) Meteorology Today, An introduction to weather, climate, and the Environment. 9th Edition, Brooks/Cole.

Anagnostou, E. N., and Krajewski W. F. (1998) Calibration of the WSR-88D Precipitation Processing Subsystem, *Weather and Forecasting,* 13, 396-406.

Anagnostou, E. N., Morales C. A. and Dinku T. (2001) The Use of TRMM precipitation Radar Observations in Determining Ground Radar Calibration Biases, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, 616-628.

Arvor, D., Dubreuil, V., Ronchail, J. et Meirelles, M. S. P. (2008) Apport des données TRMM 3B43 à l'étude des précipitations au Mato Grosso, *Climatologie*, 5, 2008

Ayadi, M. et Bargaoui, Z. (1998) Modélisation des écoulements de l'oued Miliane par le modèle CEQUEAU, Journal des sciences hydrologiques, 43(5), 741-757.

Bâ, K.M., Quentin E., Guerra Cobián V., Pérez Camara A., Diaz Delgado C. and Carsteanu A. (2006). Simulación de caudales con datos de precipitación generados a partir de imágenes radar. XIX congreso Nacional de Hidráulica, Cuernavaca, Morelos, México.

Bandaragoda, C., Tarboton, D.G. et Woods, R. (2004) Application of TOPNET in the distributed model intercomparison project, Journal of Hydrology, 298, 178-201.

Barros, A. P., Joshi M., Putkonen J. and Burbank D. W. (2000) A study of the 1999 monsoon rainfall in a mountainous region in central Nepal using TRMM products and rain gauge observations. *Geophysical Research Letters*, 27, 3683-3686.

Brandes, E. A., Zhang, G. and Sun, J. (2006) On the Influence of Assumed Drop Size Distribution Form on Radar-Retrieved Thunderstorm Microphysics *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 259-268

Burlaud, C. (2003) Restitution des profils de dégagement de chaleur latente par radiométrie hyperfréquence. Application aux cyclones tropicaux. Thèse de doctorat, Université de Versailles, 206 p.

Carpenter, T.M., Georgakakos, K.P. and Sperfslage, J.A. (2001) On the parametric and NEXRAD-radar sensitivities of a distributed hydrologic model suitable for operational use, *Journal of Hydrology*, 253, 169-193.

Civiate, M. et Mandel, F. (2008) Fiche descriptive sur les instruments de mesure météorologique, Version 1.0, École Nationale de la Météorologie, 11 p.

Committee to Assess NEXRAD Flash Flood Forecasting Capabilities at Sulphur Mountain, California, National Research Council (2005) Flash Flood Forecasting Over Complex Terrain: With an Assessment of the Sulphur Mountain NEXRAD in Southern California. National Academy Press, 206p.

Cormary, Y. et Guilbot, A. (1971) Ajustement et réglage des modèles déterministes. Méthode de calage des paramètres. *La Houille Blanche*, 2, 131-140.

Crum, T. D., Alberty, R. L. and Burgess, D. W. (1993) Recording, Archiving, and Using WSR-88D Data, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(4), 645-653.

Crum, T.D., and Alberty, R.L., (1993) The WSR-88D and the WSR-88D Operational Support Facility. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(9), 1669-1687.

De Angelis, C.F, McGregor, G.R, and Kidd C., (2004) A 3 year climatology of rainfall characteristics over tropical and subtropical South America based on Tropical Rainfall

Measuring Mission Precipitation Radar data. *International Journal of Climatology*, 24, 385-399.

Diatezua, J.K., Dependence and Bayesian predictability in multifractal measures, Ph.D. Thesis, Cinvestav-IPN, Mexico, 2007.

Durden, S. L., Haddad, Z.S, Kitiyaka, A., and Li, F.K, (1997) Effect of non-uniform beam filling on TRMM PR rainfall measurements. Proc. IGARSS,pp. 1639-1641.

Durrans SR, Julian LT, Yekta M. (2002) Estimation of depth-area relationships using radar rainfall data. *Journal of hydrologic Engineering* 7(5), 356-367.

Elachi, C. (2006) *Introduction to the physics and technique of remote sensing*. Wiley & Sons, 584 p.

Francou, J., and J.A. Rodier (1967) Essai de classification des crues maximales observés dans le monde., *Cahiers ORSTOM Série Hydrologie*, *4* (3), 19-46.

Fulton, R.A., J.P., Breidenbach, D.J., Seo, D.A., Miller, and T. O'Bannon, (1998) The WSR-88D Rainfall Algorithm. *Wea. Forecasting*, 13, 377–395.

Gingras, H. (2000) Modélisation stochastique de la pluie à l'aide de modèles invariants d'échelle, M.Sc. Thesis, INRS-Eau, Quebec, 77 p.

Girard, G., Ledoux, E. and Villeneuve, J.P. (1981) *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol.*, (18)4, 195-280.

Hauet, A. (2006) Estimation de débit et mesure de vitesse en rivière par *large scale particle image velocimetry*, Ph.D. Thesis, INP, France, 305 p.

Hentschel, H.G.E., Procaccia, I. (1983) Relative diffusion in turbulent media: the fractal dimension of clouds. *Physical Reviews,* A29, 1461-1470.

Hirose, M. and Nakamura, K. (2005) Spatial and diurnal variation of precipitation systems over Asia observed by the TRMM precipitation radar. *Journal of Geophysical Research*, 110(D05106), 1-14.

http://disc.gsfc.nasa.gov/services/opendap/

http://radar.weather.gov/

http://www.lib.utexas.edu/maps/atlas_mexico/mean_annual_precipitaion.jpg

http://radar.weather.gov/radar.php

Iguchi, T., Meneghini, R., Awaka, J., Kozu, T. and Okamoto, K. (2000) Rain profiling algorithm for TRMM precipitation radar data. Advanced Space Research 25(5), 973-976.

Jayakrishnan, R., Srinivasan, R., Santhi, C. and Arnold, J.G (2005) Advances in the application of the SWAT model for water resources management, Hydrological Processes, 19, 749 -762.

Kalin L. and Hantush M.M. (2006) Hydrologic modeling of an eastern Pennsylvania watershed with NEXRAD and rain gauge data, *Journal of Hydrologic Engineering,* 11(6), 555-569.

Kawanishi, T., Kuroiwa, H., Kojima, M., Oikawa, K., Kozu, T., Kumagai, H., Okamoto, K., Kumura, M., Nakatsuka, H. and Nishikawa, K. (2000) TRMM precipitation radar. *Advances in Space Research,* 25(5), 969–972.

Klazura, G. E., Thomale, J.M., Kelly, D.S. and Jendrowski, P. (1999) A Comparison of NEXRAD WSR-88D Radar Estimates of Rain Accumulation with Gauge Measurements for High- and Low-Reflectivity Horizontal Gradient Precipitation Events. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16, 1842-1850.

Krajewski, W. F., Ntelekos, A.A. and Goska, R. (2006) A GIS-based methodology for the assessment of weather radar beam blockage in mountainous regions: two examples from the US NEXRAD network. *Computers & Geosciences,* 32(3), 2006, Pages 283-302.

Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., and Simpson, J. (1998) The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, 809-817.

Lee, T. F., Turk, F. J., Hawkins, J., and Richardson, K. (2002) Interpretation of TRMM TMI Images of Tropical Cyclones. *Earth Interactions*, 6, 1-17.

Llanos H., Bâ K. and Canalejo, A. (1999) Modelación hidrológica de la cuenca alta del río Ega (País Vasco y Navarra), Ingenieria del Agua, 6(3), 241-250.

Lovejoy, S., Schertzer, D. and Tsonis, A. A. (1987) Functional box-counting and multiple elliptical dimensions in rain, Science, 235, 1035-1038.

Lovejoy, S., and Schertzer, D. (1990) Fractals, rain drops and resolution dependence of rain measurements, Journal of Applied Meteorology, 29, 1167-1170.

Lovejoy, S., and Schertzer, D. (2006) Multifractals, cloud radiances and rain, *Journal of Hydrology,* 322, 59-88.

Mandelbrot, B. B. (1995) Les objets fractals : forme, hasard et dimension (4ème édition). Paris, Flammarion, 208 p.

Marshall, J. S., and Palmer, W. McK. (1948) The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, **5**, 165–166.

Morin, G., Fortin, J.P., Lardeau, J.P., Sochanska, W., and Paquette, S. (1981) Modèle CEQUEAU : manuel d'utilisation. INRS-Eau, Ste-Foy, Québec, Canada.

Nakamura, K., and Inomata, H. (1991) Non-Rayleigh Scattering Effect in Rain Observations by an X- and Ka-band Dual-Wavelength Radar, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 8, 352-362.

Nash, J.E., and Sutcliffe, J.V. (1970) Riverflow forecasting through conceptual model, *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.

Návar, J., and Synnott T. J., (2000) Surface runoff, soil erosion, and land use in Northeastern Mexico, 18(3), 247-253.

Neary, V. S., Habib, E. and Fleming, M. (2004) Hydrologic Modeling with NEXRAD Precipitation in middle Tennessee *Journal of Hydrologic Engineering,* 9(5), 339-349.

Nesbitt, S. W., Zipser, E. J. and Kummerow, C. D. (2004) An Examination of Version-5 Rainfall Estimates from the TRMM Microwave Imager, Precipitation Radar, and Rain Gauges on Global, Regional, and Storm Scales. *Journal of Applied meteorology*, 43, 1016–1036.

Schertzer, D., Bernadara, P., Biaou, A., Tchiguirinskaia, I., Lang, M., Sauquet, E., Bendjoudi, H., Hubert, P., Lovejoy, S. and Veysseire, J.M. (2006) Extrêmes et multifractals en hydrologie : resultats, validations et perspectives. *La Houille Blanche,* 5, 112-119.

Schumacher, C., and Houze, R.A. (2000) Comparison of Radar Data from the TRMM Satellite and Kwajalein Oceanic Validation Site *Journal of Applied meteorology*, 39, 2151–2164.

Serafin, R. J., and Wilson J. W. (2000) Operational Weather Radar in the United States: Progress and opportunity, *Bulletin of the American Meteorological society*, 81(3), 501-518.

Simpson, J., Kummerow C., Tao W.K., and Adler, R. F.. (1996) On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). *Meteorology and atmospheric physics,* 60, 19-36.

Stalker, J.R., and Knupp, K.R. (2002) A Method to Identify Convective Cells within Multicell Thunderstorms from Multiple Doppler Radar Data. *Monthly Weather Review*, 130, 188–195.

Tchiguirinskaia I., Bonnel M., and Hubert, P. (2004) Scales in Hydrology and Water Management, IAHS, Wallingford U.K, 170p.

Thornthwaite, C.W (1948) An approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, 38(1), 55-94.

TRMM Precipitation Radar Team, J. A. E. A. J., National Aeronautics and Space Administration (2005) Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), Precipitation Radar Algorithm Instruction Manual For Version 6, JAXA, NASA, 180 p.

Ulbrich, C.W., and Atlas, D. (1978) The rain parameter diagram: Methods and applications. *Journal of. Geophysical Research*, **83**, 1319–1325.

Ulbrich, C.W. (1983) Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of Applied meteorology* **22**, 1764–1775.

Ulbrich, C.W., and Atlas, D. (2002) On the Separation of Tropical Convective and Stratiform Rains. *Journal of Applied meteorology*, 41, 188–195.

USACE, U.S, Army Corps of Engineers North Pacific Division (1991) SSARR Model Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation, Portland, Oregon.

WMO (1992) Simulated real-time intercomparison of hydrological models. World Meteorological Organization. *Operational Hydrology Report* No. 38.

WMO (1986) Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology Report* No. 23.

Wolff, D. B., Marks, D. A., Amitai, E., D. S., Silberstein, Fisher, B. L., Tokay, A., Wang, J. and Pippitt, J.L. (2005) Ground Validation for the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 365-380.

Xie, H., Zhou, X., Hendrickx, J. M. H., Vivoni, E. R., Guan, H., Tian, Y. Q., Small, E. E. (2006). Evaluation of Nexrad stage III precipitation data over a semiarid region, *Journal of the American Water Resources Association,* 42 (1), 237–256.

Yang, T. (2005) Télédétection Multi-satellite des Propriétés des Systèmes Convectifs de l'Océan Indien ; Observation pendant la Mousson d'Hiver. Ph.D. Thesis, École Polytechnique, 233 p.

Young, C. B., B. R. Nelson, A. A. Bradley, J. A. Smith, C. D. Peters-Lidard, A. Kruger, and M. L. Baeck (1999), An evaluation of NEXRAD precipitation estimates in complex terrain, *Journal of Geophysical Research*, 104(D16), 19691–19703.

**Annexe 1 :** Paramètres et constantes utilisés par le modèle CEQUEAU dans le cas des précipitations liquides

| | | |
|---|---|---|
| **Paramètres des réservoirs** | | |
| CIN | (a) | Coefficient d'infiltration du réservoir SOL au réservoir NAPPE |
| CVMAR | (a) | Coefficient de vidange du réservoir LACS et MARAIS |
| CVNB | (a) | Coefficient de vidange du réservoir NAPPE (vidange basse) |
| CVNH | (a) | Coefficient de vidange du réservoir NAPPE (vidange haute) |
| CVSB | (a) | Coefficient de vidange du réservoir SOL (vidange basse) |
| CVSI | (a) | Coefficient de vidange du réservoir SOL (vidange intermédiaire) |
| HINF | (a) | Seuil d'infiltration vers le réservoir NAPPE |
| HINT | (a) | Seuil de vidange intermédiaire du réservoir SOL |
| HMAR | (a) | Seuil de vidange du réservoir LACS et MARAIS |
| HNAP | (a) | Seuil de vidange haute du réservoir NAPPE |
| HRIMP | (a) | Hauteur des précipitations nécessaire au ruissellement sur des surfaces imperméables |
| HSOL | (a) | Hauteur du réservoir SOL |
| **Paramètres liés à l'évapotranspiration** | | |
| EVNAP | (a) | Pourcentage d'évapotranspiration pris dans le réservoir NAPPE |

| | | |
|---|---|---|
| HPOT | (a) | Seuil de prélèvement de l'eau à taux potentiel |
| XAA | (b) | Exposant de la formule de Thornthwaite |
| XIT | (b) | Valeur de l'index thermique de Thornthwaite |

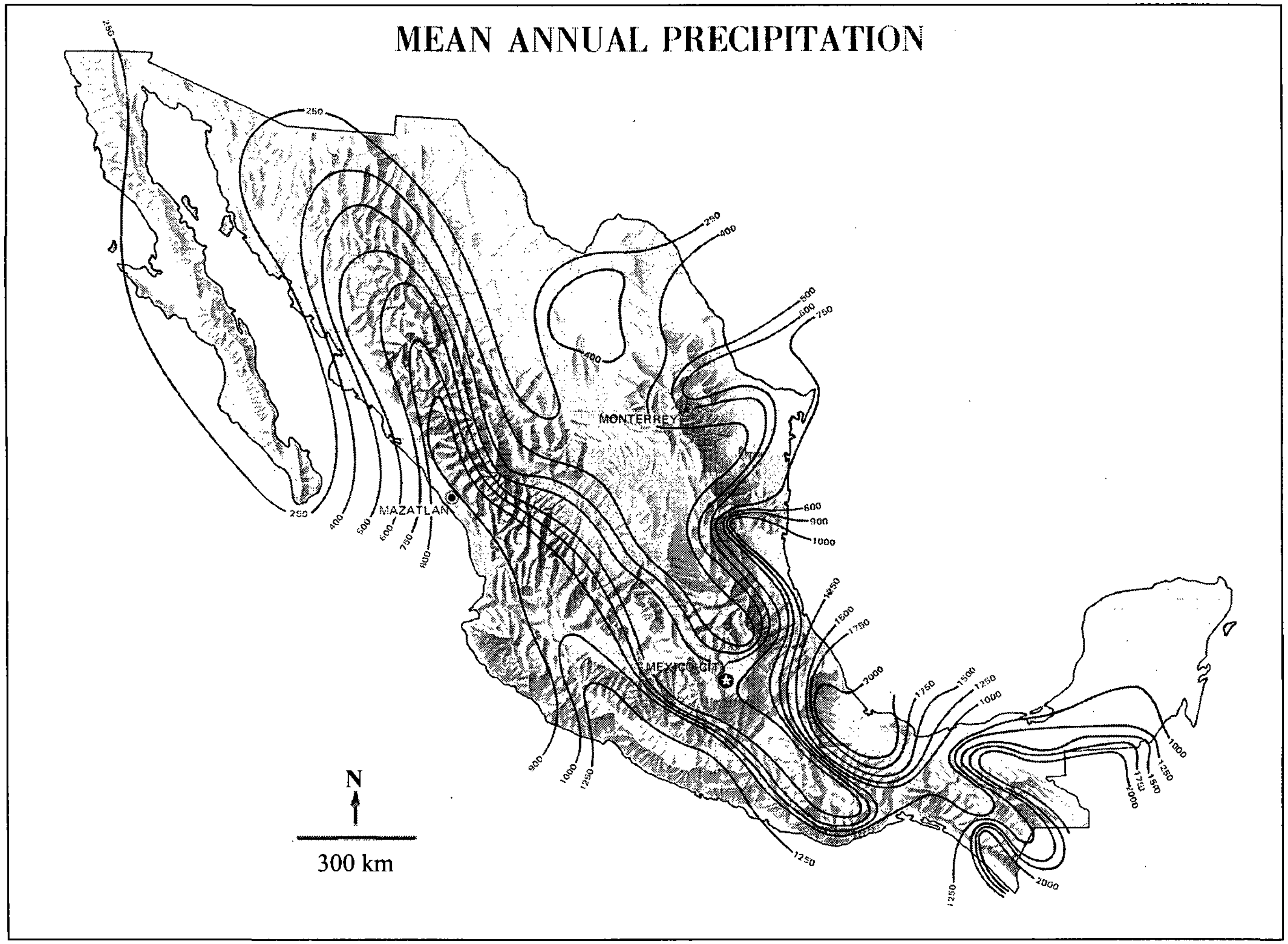
| **Divers paramètres et constantes** | | |
|---|---|---|
| EXXKT | (a) | Paramètre d'ajustement du coefficient de transfert |
| ZN | (c) | Temps de concentration du bassin |
| COET | (b) | Coefficient de correction des températures avec l'altitude |
| COEP | (b) | Coefficient de correction des précipitations avec l'altitude |
| FACT | (a) | Facteurs modifiant les précipitations moyennes sur un ensemble de carreaux entiers |
| XINFMA | (b) | Infiltration maximale par jour |
| XLA | (c) | Latitude moyenne du bassin versant |
| TRI | (c) | Pourcentage de surface imperméable |

(a) : Paramètre déterminé par essai et erreur

(b) : Paramètre déterminé selon la physique

(c) : Constante déterminée à l'aide des caractéristiques hydrologiques et physiographiques

**Annexe 2 :** Carte pluviométrique du Mexique




Tiré de http://www.lib.utexas.edu/maps/atlas_mexico/mean_annual_precipitaion.jpg

**Annexe 3a :** Coordonnées des stations pluviométriques de la NOAA

| Stations de la NOAA | | |
|---|---|---|
| Station | Latitude (°N) | Longitude (°W) |
| DRWT2 | 30.08 | 98.01 |
| ALI | 27.74 | 98.02 |
| BAZ | 29.70 | 98.04 |
| SMCT2 | 29.87 | 98.20 |
| CTDT2 | 28.47 | 98.25 |
| WTTT2 | 28.62 | 98.28 |
| SELT2 | 29.59 | 98.31 |
| SRGT2 | 29.86 | 98.38 |
| JOCT2 | 30.29 | 98.40 |
| SSF | 29.34 | 98.47 |
| 17C994B0 | 29.84 | 98.48 |
| LEST2 | 29.65 | 98.50 |
| TNLT2 | 28.59 | 98.55 |
| TILT2 | 28.31 | 98.56 |
| 178617EA | 29.63 | 98.57 |
| HUET2 | 29.56 | 98.60 |
| MEOT2 | 29.33 | 98.63 |
| HLTT2 | 29.58 | 98.68 |
| 173ED79A | 29.54 | 98.75 |
| LACT2 | 29.32 | 98.82 |
| FRBT2 | 30.22 | 98.87 |
| MDLT2 | 29.51 | 98.91 |
| 17862270 | 29.53 | 98.94 |
| COMT2 | 29.97 | 98.98 |
| BDAT2 | 29.72 | 99.07 |
| DBYT2 | 28.74 | 99.14 |
| KWHT2 | 29.39 | 99.15 |
| HDO | 29.36 | 99.18 |
| COT | 28.46 | 99.22 |
| COTT2 | 28.43 | 99.24 |
| TPHT2 | 29.57 | 99.25 |
| SCRT2 | 29.36 | 99.28 |
| HNTT2 | 30.07 | 99.32 |
| SSMT2 | 29.57 | 99.40 |
| SABT2 | 29.30 | 99.48 |
| UDET2 | 29.25 | 99.67 |
| CNCT2 | 29.49 | 99.70 |
| JNCT2 | 30.50 | 99.73 |
| JCT | 30.50 | 99.77 |
| UVLT2 | 29.12 | 99.89 |
| UVAT2 | 29.43 | 100.00 |
| BTVT2 | 29.47 | 100.24 |
| SRAT2 | 30.27 | 100.56 |
| CTKT2 | 29.88 | 100.90 |
| DRT | 29.37 | 100.92 |
| JNOT2 | 30.34 | 101.06 |
| JNXT2 | 30.08 | 101.11 |
| PDAT2 | 30.13 | 101.57 |
| SICT2 | 30.46 | 101.74 |

**Annexe 3b :** Coordonnées des stations pluviométriques du CNA

| Stations du CNA | | |
|---|---|---|
| Station | Latitude (°N) | Longitude (°W) |
| Colombia | 27.70 | -99.75 |
| Villa Hidalgo | 27.80 | -99.88 |
| El Amole | 28.12 | -100.12 |
| Rio Escondido | 28.40 | -100.33 |
| Arroyo Blanco | 28.89 | -100.62 |
| El Moral | 28.90 | -100.63 |
| Jimenez | 29.05 | -100.66 |
| San Diego | 29.07 | -100.73 |
| Las Vacas | 29.33 | -100.73 |
| La Purisima | 29.17 | -100.78 |
| La Fragua | 28.82 | -100.83 |
| Jaboncillos | 29.41 | -101.04 |

**Annexe 4a :** Inventaire mensuel des données TRMM de 1999 à 2004 sur la zone d'étude

| Période | Taille des données brutes TRMM téléchargées (en Mo) | Taille des fichiers de précipitations issus du code 2A25.c (en Mo) | Taille des fichiers de précipitations après traitement (en Mo) |
|---|---|---|---|
| oct-99 | 515 | 11.90 | 7.43 |
| nov-99 | 563 | 13.50 | 8.53 |
| déc-99 | 533 | 14.90 | 9.45 |
| **1999** | **1 611** | **40.30** | **25.41** |
| janv-00 | 941 | 14.80 | 9.38 |
| févr-00 | 918 | 14.00 | 8.89 |
| mars-00 | 931 | 14.40 | 9.11 |
| avr-00 | 933 | 14.50 | 9.19 |
| mai-00 | 948 | 14.90 | 9.43 |
| juin-00 | 862 | 14.00 | 8.84 |
| juill-00 | 942 | 15.20 | 9.44 |
| août-00 | 932 | 15.20 | 9.43 |
| sept-00 | 850 | 13.10 | 8.09 |
| oct-00 | 899 | 15.20 | 9.42 |
| nov-00 | 922 | 13.60 | 8.66 |
| déc-00 | 919 | 14.30 | 9.03 |
| **2000** | **10 997** | **173.20** | **108.91** |
| janv-01 | 943 | 15.20 | 9.45 |
| févr-01 | 839 | 13.20 | 8.22 |
| mars-01 | 970 | 15.30 | 9.50 |
| avr-01 | 896 | 14.20 | 8.81 |
| mai-01 | 945 | 15.30 | 9.48 |
| juin-01 | 917 | 14.20 | 8.80 |
| juill-01 | 978 | 15.30 | 9.46 |
| août-01 | 571 | 7.25 | 4.46 |
| sept-01 | 1 429 | 15.80 | 9.66 |
| oct-01 | 1 460 | 15.70 | 9.63 |
| nov-01 | 1 460 | 16.70 | 9.93 |
| déc-01 | 1 470 | 16.70 | 10.20 |
| **2001** | **12 878** | **174.85** | **107.60** |
| janv-02 | 1 466 | 16.20 | 9.92 |
| févr-02 | 1 387 | 14.90 | 9.35 |
| mars-02 | 1 452 | 7.81 | 4.77 |
| avr-02 | 1 388 | 15.70 | 9.61 |
| mai-02 | 1 452 | 16.30 | 9.98 |
| juin-02 | 1 419 | 16.20 | 9.92 |
| juill-02 | 1 474 | 16.80 | 10.20 |
| août-02 | 1 423 | 8.57 | 5.11 |
| sept-02 | 1 438 | 15.70 | 9.64 |
| oct-02 | 1 460 | 10.90 | 6.72 |
| nov-02 | 1 294 | 14.40 | 8.86 |
| déc-02 | 1 449 | 11.90 | 7.32 |
| **2002** | **17 102** | **165.38** | **101.40** |
| janv-03 | 1 478 | 16.30 | 9.97 |
| févr-03 | 1 311 | 15.30 | 9.39 |

| | | | |
|---|---|---|---|
| **mars-03** | 1 464 | 16.30 | 9.99 |
| **avr-03** | 1 419 | 15.80 | 9.65 |
| **mai-03** | 1 435 | 17.20 | 10.50 |
| **juin-03** | 1 447 | 15.20 | 9.35 |
| **juill-03** | 1 433 | 16.00 | 9.66 |
| **août-03** | 1 497 | 16.60 | 10.10 |
| **sept-03** | 1 456 | 16.70 | 10.20 |
| **oct-03** | 1 386 | 15.80 | 9.69 |
| **nov-03** | 1 395 | 15.70 | 9.65 |
| **déc-03** | 1 459 | 16.70 | 10.20 |
| **2003** | **17 180** | **193.60** | **118.35** |
| **janv-04** | 1 480 | 16.70 | 10.20 |
| **févr-04** | 1 433 | 15.30 | 9.41 |
| **mars-04** | 1 421 | 16.20 | 9.90 |
| **avr-04** | 1 810 | 15.80 | 9.69 |
| **mai-04** | 1 905 | 16.60 | 10.20 |
| **juin-04** | 1 817 | 15.70 | 9.64 |
| **juill-04** | 1 863 | 16.20 | 9.96 |
| **août-04** | 1 891 | 16.00 | 9.80 |
| **sept-04** | 1 817 | 16.20 | 9.90 |
| **oct-04** | 1 844 | 16.30 | 10.00 |
| **nov-04** | 1 775 | 15.70 | 9.67 |
| **déc-04** | 1 882 | 15.80 | 9.71 |
| **2004** | **20 938** | **192.50** | **118.08** |

**Annexe 4b :** Inventaire annuel des données TRMM de 1999 à 2004 sur la zone d'étude

| Période | Taille des données brutes TRMM téléchargées (en Mo) | Taille des fichiers de précipitations issus du code 2A25.c (en Mo) | Taille des fichiers de précipitations après traitement (en Mo) |
|---|---|---|---|
| **1999*** | 1 611 | 40.30 | 25.41 |
| **2000** | 10 997 | 173.20 | 108.91 |
| **2001** | 12 878 | 174.85 | 107.60 |
| **2002** | 17 102 | 165.38 | 101.40 |
| **2003** | 17 180 | 193.60 | 118.35 |
| **2004** | 20 938 | 192.50 | 118.08 |

* La période 1999 est constituée uniquement des mois d'octobre, novembre et décembre